

Default From Name

725/85

1B 104 h

PADNÉ KARPATY

CS ISSN 0139—8946

SÉRIA

mineralógia

petrografia

geochémia

metalogenéza 10

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1985

V edícii ZÁPADNÉ KARPATY – séria MINERALÓGIA, PETROGRAFIA, GEOCHÉMIA, METALOGENÉZA vyšli doteraz tieto práce:

zv. 1 – 1974, cena 28.– Kčs

VOZAR, J.: Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nizkych Tatier
ILAVSKÝ, J.: Príspevok k paleogeografii gelnickej série gemerid na základe rozšírenia stratiforomných zrudnení
BENKA, J.–SNOPKO, L.: Nový nález magnezitu v gelnickej sérii Spišsko-gemerského rudohoria
ĎURKOVIČ, T.: Chemical Composition of the Magura and Dukla Unit Shales (East Slovakian Flysch)
FORGAČ, J.–KUPČO, G.: Stopové prvky v neovulkanitoch Slovenska

zv. 2 – 1976, cena 29.– Kčs

ŠTOHL, J.: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálnokarpatským lineamentom
BENKA, J.: Mineralogicko-paragenetické pomery rudných žíl ložiska Mlynky
BAJANÍK, Š.: To Petrogenesis of Devonian Volcanic Rocks of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.
TURAN, J.–VANČOVÁ, L.: Výskyt magnezitu v evaporitoch Západných Karpát
IVANOV, M.: Príspevok ku geochemii hornin zliechovskej a chočskej série Strážovských vrchov

zv. 3 – 1977, cena 28.– Kčs

KANTOR, J.–ĎURKOVIČOVÁ, J.: Izotopové zloženie síry a štruktúrne modifikácie pyrrhotínov zo sulfidických ložísk rôznych genetických typov
MIHALIKOVÁ, A.–KONEČNÝ, V.: Petrografia a petrológia intruzívneho komplexu kremito-dioritových porfýrov v hodruško-štiavnickej oblasti
CUBÍNEK, J.: Die Disribution der Mikroelemente in Melaphyrgesteinen der Kleinen Karpaten
VOZÁROVÁ, A.: Petrografia mladopaleozoických sedimentov v jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria
REPČOK, I.: Stopy delenia uránu a možnosti ich využitia pre datovanie na príklade vulkanických skiel
MARKOVÁ, M.: Lusatit – opál CT v sideritových konkréciách spodného miocénu Západných Karpát

zv. 4 – 1977, cena 40.– Kčs

GUBAČ, J.: Premeny okolných hornin na ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria

zv. 5 – 1978, cena 24.– Kčs

MIKO, O.–HOVORKA, D.: Kremito-turmalinické horniny veporidného kryštalinika Nizkych Tatier
KRAUS, I.–ŠAMAJOVÁ, E.: Ílové minerály v sedimentoch východoslovenskej panvy
VÁCLAV, J.–VOZÁROVÁ, A.: Charakteristika severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej
MARKOVÁ, M.–ŠTOHL, J.: Niektoré nové poznatky o solfatárovej formácii v oblasti Kalinka – Viglašská Huta
KAROLUS, K.–KAROLUSOVÁ, E.: Petrologia produktov ignimbritového vulkanizmu v Štiavnickom pohorí a Pohr. Inovci
TIMČÁK, G.–JAKABSKÁ, K.–ČINČÁROVÁ, M.: Porovnanie výsledkov prepočtov koncových členov granátového radu podľa metódy Burriho, Rickwooda, Soboleva a Deera

zv. 6 – 1979, cena 23.– Kčs

ELIÁŠ, K.: Príspevok k objasneniu podmienok vzniku magnezitových ložísk termometrickým výskumom
ELIÁŠ, K.: Termometrický výskum Pb–Zn ložiska Jasenie v Nizkych Tatrách
VOZÁROVÁ, A.: Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika
MECHÁČEK, E.–VÁCLAV, J.: Štúdium distribúcie Cu, Pb, Sn, Mo, Co v permských horninách a v pôdnom horizonte B v oblasti Košickej Belej
TURAN, J.–VANČOVÁ, L.: Ďalšie výskyt magnezitu v sz. časti gelnickej série gemerid

zv. 7 – 1980, cena 22.– Kčs

HÁBER, M.: Mineralogisch-geochemische und paragenetische Erforschung hydrothormaler Gänge im Gebiet zwischen Prakovce und Kojšov (Spišsko-gemerské rudohorie)
BENKA, J.: Mineralógia rudných ložísk východne od Hnilca
VÁCLAV, J.: Výsledky geochemickej prospekcie z oblasti Betliar – Čučma

zv. 8 – 1981, cena 28.– Kčs

ŠTOHL, J.–GNOJEK, I.–DĚDÁČEK, K.: Príspevok leteckej magnetometrie a gama-spektrometrie k interpretácii metalogenézy stredoslovenských neovulkanitov
REPČOK, I.: Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu (fission track)
SUCHÝ, Š.: Mineralogicko-geochemická charakteristika rumelky na ložisku Rudňany
LUKÁČIK, E.: Petrologia granitov-granodioritov prašivského typu západnej časti nízkotatranského plutónu
VOZÁROVÁ, A.: Litológia a petrografia nižnobocianskeho súvrstvia

zv. 9 – 1981, cena 22.– Kčs

ILAVSKÝ, J.–KUPČO, G.–CUBÍNEK, J.: Zonálnosť stopov -medených rúd v Smolníku a ich porovnanie so stopovými
ILAVSKÝ, J.–BAJANÍK, Š.: Petrogenéza bázičkových vulkanitov
SNOPKO, L.–VOZÁROVÁ, A.: Litologický a petrografický
VANČOVÁ, L.–TURAN, J.: Distribúcia stopových prvkov v

**Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ**

...a pyritovo-



3902001020243

**ZÁPADNÉ
KARPATY**

SÉRIA

**mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza
10**

SÉRIA

mineralógia

petrografia

geochémia

metalogenéza 10

VĚDECKÝ REDAKTOR

RNDr. JOZEF VOZÁR, CSc.

REDAKČNÝ OKRUH

RNDr. TIBOR ĎURKOVIČ, CSc., RNDr. JOZEF GUBAČ, CSc., RNDr. Ing. JÁN KANTOR, CSc.,
RNDr. MAGDA MARKOVÁ, CSc., Ing. JAROSLAV ŠTOHL, CSc.,

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

mineralógia

petrografia

geochémia

metalogenéza 10

Geologická knižnica
KNIŽNICA, Bratislava

Signatúra: 1B1076

kat. čís.: 725/85

Kčs kúpa: 39. -

Kčs vým.: _____

Kčs dar: _____

OBSAH – CONTENTS – INHALT

VOZÁR, J.: K 10. zväzku Západných Karpát série mineralógia, petrografia, geochemia, metalogenéza	7
ŠÍMOVÁ, M.: Magmatogénne horniny kriedových zlepcov západnej časti bradlového a manínskeho pásma – Magmatogene Gesteine kretazischer Konglomerate des westlichen Teiles der Klippen- und Manin-Zone der Westkarpaten	9
FEJDIOVÁ, O.: Nové poznatky o spodnotriasovom klastickom – lúžnianskom súvrství v centrálnych Západných Karpatoch – New Information on Lower Triassic Lipt. Lúžna Clastic Formation in Central West Carpathians	111
ĽLAVSKÝ, J. – KUPČO, G. – SNOPKOVÁ, P.: Lydity gelnickej skupiny okolia Smolníka (východná časť Slovenského rudohoria, Západné Karpaty) – Lydites of Gelnica Group in Surroundings of Smolník (Eastern Part of Slovenské rudohorie ore mountains, West Carpathians)	161
VOZÁROVÁ, A. – KRIŠTÍN, J.: Zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov v kontaktnej aureole alpínskych granitoidov v južnej časti veporika (Západné Karpaty) – Changes in chemical composition of garnets and biotites from contact aureole of Alpine granitoides in southern part of Veporicum	199

190
 181
 172
 163
 154
 145
 136
 127
 118
 109
 100
 91
 82
 73
 64
 55
 46
 37
 28
 19
 10
 1
 190
 181
 172
 163
 154
 145
 136
 127
 118
 109
 100
 91
 82
 73
 64
 55
 46
 37
 28
 19
 10
 1

*K 10. zväzku Západných Karpát
série mineralógia, petrografia, geochemia, metalogenéza*

Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave je ustanovizňou s najbohatšou tradíciou edičnej činnosti odbornej geologickej literatúry na Slovensku. Viac ako 40-ročná vedecko-výskumná činnosť tejto v celokarpatskom meradle prvoradej inštitúcie je zaznamenaná predovšetkým v obsahovo rozmanitých, periodicky vychádzajúcich zväzkov, monotematických zborníkov, monografiách doprevádzaných tiež mapovými dielami s vysvetľujúcim textom, ako aj v celom rade príležitostných publikácií k významným odborným geologickým podujatiam.

Edičná rada Geologického ústavu Dionýza Štúra sa rozhodla v r. 1973 rozšíriť publikačnú činnosť a v rámci edície Západné Karpaty vytvorí priestor pre tematické série: Geológia, Paleontológia, Hydrogeológia a inžinierska geológia, Mineralógia, petrografia, geochemia, metalogenéza.

Pri zrode tohto progresívneho kroku bola aj RNDr. MAGDA MARKOVÁ, CSc., popredná vedecká pracovníčka v odbore petrografie sedimentov a mineralógie ílových minerálov, dlhoročná členka Edičnej a Redakčnej rady Geologického ústavu Dionýza Štúra. Plných desať rokov viedla ako predsedníčka redakčnú radu série Mineralógia, petrografia, geochemia, metalogenéza. V rámci tejto série boli pod jej odborným a kritickým dohľadom širokej geologickej verejnosti v ČSSR i v zahraničí sprístupnené desiatky prác prezentujúcich výsledky celého radu autorov z Geologického ústavu Dionýza Štúra, Geologického ústavu SAV, Geologického prieskumu, Prírodovedeckej fakulty UK a iných vysokých škôl. Za dlhoročnú plodnú, na vysokej odbornej úrovni vykonávanú činnosť v tejto oblasti jej patrí naša vďaka.

Touto činnosťou sa nepochybne prispelo k plnšiemu využitiu výsledkov mineralogického, petrografického, geochemického a metalogenetického výskumu pre ďalšie bádateľské práce a pre praktické využitie v národnom hospodárstve, čo prospieva progresívnemu rozvoju a plnšiemu využitiu týchto vedných disciplín v Československej socialistickej republike. V nastúpenom smere rozvoja odbornej publikačnej činnosti bude redakčná rada tejto série pokračovať aj v nasledujúcom období s tendenciou ešte plnšie využívať výsledky vedeckovýskumnej činnosti pre celospoločenské ciele.

Jozef Vozár

K 10. výročí založení Ústavu
tento mezinárodní, petrologický, geochemický a geofyzikální

Geologický ústav Československé akademie věd v Praze je ustanoveným a organizovaným ústavem České akademie věd a literatury, který má za úkol provádět výzkumy v oboru geologie, petrologie, geochemie a geofyziky. Ústav byl založen 10. října 1952 (10. výročí založení Akademie věd ČR) a od svého vzniku se věnuje systematickému provádění výzkumu v uvedených oborech. Ústav má právo přijímat a vychovávat v oborech svého poslání odborníky a vědecké pracovníky a v tomto směru již vychovala několik generací odborníků. Ústav má i právo přijímat a vychovávat v oborech svého poslání odborníky a vědecké pracovníky a v tomto směru již vychovala několik generací odborníků.

Ústav je v současnosti organizován do tří ústavů: Ústavu geologie, petrologie a geochemie a Ústavu geofyziky. Ústav geologie, petrologie a geochemie má za úkol provádět výzkumy v oborech geologie, petrologie a geochemie. Ústav geofyziky má za úkol provádět výzkumy v oboru geofyziky. Ústav má i právo přijímat a vychovávat v oborech svého poslání odborníky a vědecké pracovníky a v tomto směru již vychovala několik generací odborníků.

Ústav má i právo přijímat a vychovávat v oborech svého poslání odborníky a vědecké pracovníky a v tomto směru již vychovala několik generací odborníků. Ústav má i právo přijímat a vychovávat v oborech svého poslání odborníky a vědecké pracovníky a v tomto směru již vychovala několik generací odborníků. Ústav má i právo přijímat a vychovávat v oborech svého poslání odborníky a vědecké pracovníky a v tomto směru již vychovala několik generací odborníků. Ústav má i právo přijímat a vychovávat v oborech svého poslání odborníky a vědecké pracovníky a v tomto směru již vychovala několik generací odborníků.

Ústav má i právo přijímat a vychovávat v oborech svého poslání odborníky a vědecké pracovníky a v tomto směru již vychovala několik generací odborníků. Ústav má i právo přijímat a vychovávat v oborech svého poslání odborníky a vědecké pracovníky a v tomto směru již vychovala několik generací odborníků. Ústav má i právo přijímat a vychovávat v oborech svého poslání odborníky a vědecké pracovníky a v tomto směru již vychovala několik generací odborníků. Ústav má i právo přijímat a vychovávat v oborech svého poslání odborníky a vědecké pracovníky a v tomto směru již vychovala několik generací odborníků.

Mária Šimová

Magmatogénne horniny kriedových zlepcov západnej časti bradlového a manínskeho pásma

19 obrázkov v texte, 46 fotogr. tabuliek (I–XLVI), nemecké resumé

Abstract. Magmatogenic rocks are frequent in Cretaceous conglomerates of the Klippen Belt and the Manín Belt. They are associated with several evolution stages, correspond to variable evolution trends and represent different petrographic types. The rocks were altered in the postmagmatic stage of evolution. The character and the degree of the alteration are variable. The history of the source area for Cretaceous conglomerates of the Klippen Belt and of the Manín Belt comprises the origin and development of mainly basic and acid volcanism, and of granite magmatism with its pre-granite, syn-granite and post-granite effects upon the existing volcanic and sedimentary rocks. Some magmatogenic and sedimentogenic rocks are indicative of their particular tectogenesis in the source area.

Obsah

Úvod	10
Metodika výskumu	10
Prehľad doterajších poznatkov o magmatogénnych horninách kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma	12
Orientačné údaje o stratigrafickej a tektonickej priradenosti magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma	14
Štruktúry magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma	18
Minerálne zloženie magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma	24
Petrografická charakteristika magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma	29
Chemické zloženie magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma	43
Reprezentatívnosť získaných poznatkov o magmatogénnych horninách kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma	72
Poznámky k metamorfóze magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma	76
Poznámky k vekovej zaradenosti magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma	80
Poznámky k štruktúrnej a tektonickej priradenosti magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma	82
Záver	84
Literatúra	87
Nemecké resumé	91
Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I–XLVI	103

Doc. RNDr. M. Šimová, CSc. Katedra petrografie Prírodovedeckej fakulty UK, Moskovská 3, 811 08 Bratislava

Úvod

Magmatizmus abysálny, hypabysálny i efuzívny je neodmysliteľnou súčasťou vývoja litosféry. V úseku, z ktorého sa formoval valúnový materiál pre kriedové zlepenice bradlového a manínskeho pásma, ako to potvrdzujú nami získané poznatky o magmatogénnych horninách zastúpených v zlepencoch, sa uplatnil vo všetkých uvedených druhoch, a to vo viacerých vývojových etapách, rôznym zložením, v odlišných geoštruktúrnych situáciách.

Zlepenice bradlového a manínskeho pásma zohrávajú mimoriadne dôležitú úlohu pri teoretickom rozpracovávaní geologickej histórie Západných Karpát. Z toho dôvodu sa im venuje zvlášť v posledných rokoch osobitná pozornosť.

Napriek detailnej systematickej rozpracovanosti zlepencov z hľadiska stratigrafického, tektonického, litofaciálneho, petrografického a iného (J. SALAJ – A. BEGAN 1963, A. BEGAN – K. BORZA – J. SALAJ – O. SAMUEL 1965, J. SALAJ – O. SAMUEL 1966, K. BORZA 1966, M. MAHEL et kol. 1967, O. SAMUEL – K. BORZA – E. KÖHLER 1972, A. BEGAN – O. SAMUEL 1975, R. MARSCHALCO – O. SAMUEL 1975, 1977, M. MIŠÍK 1976, K. BORZA – E. KÖHLER – O. SAMUEL 1979, M. MIŠÍK – M. SÝKORA 1981 a i.) magmatogénne horniny zlepencov sa skúmali len príležitostne, aj to len na ojedinelých vzorkách, prípadne len na určitých skupinách hornín.

V predložennom texte podávam súbor výsledkov systematického desaťročného petrografického a petrochemického výskumu magmatogénnych hornín kriedových zlepencov bradlového a manínskeho pásma.

Získané výsledky, ktoré dopĺňajú doterajšie poznatky o horninách zlepencov, majú slúžiť predovšetkým ako jedny zo smerodajných ukazovateľov paleogeografických pomerov zdrojovej oblasti, usmerňovať predpoklady a aktívne ovplyvňovať modelovanie jej zloženia i vývoja.

V úvode chcem poďakovať Prof. M. MIŠÍKOVÍ, DrSc., Ing. R. MARSCHALKOVI, CSc. a RNDr. M. SÝKOROVÍ, CSc. za vzorky magmatogénnych hornín zlepencov, ktoré nahromadili počas niekoľkoročného komplexného paleogeografického výskumu bradlového a manínskeho pásma. Podstatná časť predloženej práce sa dotýka výskumu týchto vzoriek.

Osobitne ďakujem RNDr. S. VRÁNOVI, CSc. a RNDr. O. SAMUELOVI, DrSc. za podrobné prečítanie rukopisu a za cenné kritické pripomienky k zložitej problematike bradlového pásma a vývoja magmatizmu.

Metodika výskumu

Doteraz chýbali v našej literatúre najzákladnejšie údaje o magmatogénnych horninách početne zastúpených v zlepencoch západnej časti bradlového a manínskeho pásma, preto som použitý metodický postup ich výskumu považovala za najvhodnejší z viacerých možných. Týmto zdôvodňujem i detailizáciu niektorých charakteristík hornín.

Nedostatok primárnych geologických znakov, z ktorých by sa dalo usudzovať o formách geologického vystupovania a o formačných pomeroch, si vyžiadal analýzu

čo najväčšieho množstva tých znakov, ktoré sú obsiahnuté v horninách valúnov, a to znakov petrografických štruktúr, modálneho zloženia a znakov petrochemickej skladby.

Postup laboratórneho výskumu hornín bol usmerňovaný a v mnohých prípadoch i obmedzovaný množstvom a veľkosťou valúnov. Po vysušení vzoriek a po systematickom roztriedení rezných plošiek (rezané na vyhotovenie výbrusov) približne 1000 valúnov vytypovaných ako vulkanity zo 75 lokalít sa už pri počiatočnom laboratórnom petrografickom výskume ukázalo, že ide o rôznorodé magmatogénne horniny jednoduché (láva, prípadne magmatit) i zložené (láva + tuf, prípadne láva + pelit, láva + vápenec atď.), alebo i o nemagmatogénne.

Mikroskopickým výskumom asi 550 výbrusov, detailnou analýzou štruktúr hornín a minerálneho zloženia i vzájomným porovnávaním výbrusov sa zistilo, že v celej skupine skúmaných hornín sú zastúpené magmatogénne horniny rovnomerné i nerovnomerné, prevažne len s reliktnými magmatickými štruktúrami bazických i acidných hornín, raz úplne, inokedy čiastočne alterovaných s pomerne pestrou polygénou minerálnou asociáciou.

I po detailnom mikroskopickom štúdiu ostávali mnohé vzorky štruktúrou i zložením problematické a nedali sa jednoznačne zaradiť. Zbery niektorých „zvláštnych a problematických hornín“ sa opakovali a dopĺňali. Zväčšovalo sa tak množstvo vzoriek a pribúdali i ďalšie typy hornín. Len skúmaním celého tohto komplexu vzoriek súčasne sa mohli určiť podstatné znaky a základné trendy vývoja hornín vyvíjajúcich sa v zdrojovej oblasti a určitá časová následnosť vývoja jednotlivých druhov a typov hornín.

Zo skúmaných valúnov bolo urobených 51 chemických silikátových horninových analýz, 58 kvantitatívnych spektrálnych horninových analýz na stopové prvky, 60 kvalitatívnych spektrálnych horninových analýz, 15 spektrálnych analýz hornín na kvantitu bóru, 10 rtg-analýz horninotvorných minerálov: lawsonitu, amfibolu, albitu, granátu a 10 rtg-analýz (na potvrdenie turmalínu, albitu, chloritu a i. z horninových práškov), 10 kvalitatívnych mikroanalýz uvedených horninotvorných minerálov sondou. Na niekoľkých desiatkach vzoriek boli robené skúšky hustoty hornín (G. HRABOVCOVÁ 1981). Na desiatich vzorkách boli robené vekové analýzy (J. RYBÁR—J. KANTOR 1978). Analytické postupy sú uvedené na inom mieste.

Zo skúmaného materiálu (valúny rôznych rozmerov) nebolo možné vždy z jedného valúnu urobiť i mikroskopický rozbor (výbrus), chemickú analýzu, spektrálnu analýzu, separáciu minerálov na rtg-analýzu, i analýzu vekovú a iné. Zhodnosť hornín bola v takýchto prípadoch vždy preverovaná mikroskopicky.

Chemické analýzy boli (pokiaľ to bolo možné) robené z najhomogénnejších častí vzoriek. Petrochemický výskum skúmaných hornín sa opiera predovšetkým o chemické analýzy hornín spracované do rôznych formúl, noriem, koeficientov, modulov, indexov a diagramov a o výsledky komparovania skúmaných hornín s horninami typovými a horninami obdobnými, známymi z iných tektonických jednotiek Západných Karpát. Z väčšieho množstva rozpracovaných diagramov boli do textu zaradené nielen tie, ktoré reprezentujú základné znaky a dovoľujú porovnávať chemické zloženie hornín, ale predovšetkým tie, ktoré prejavujú zákonitosti genézy a vývoja,

komagmatickú zoradenosť, korelačnú závislosť, ktoré umožnili úvahy o faciálno-formačných a o genetických vzťahoch a odrážajú i niektoré nepatrné rozdiely medzi horninami, ktoré nebolo možné jednoznačne zistiť pri mikroskopickom výskume alebo pri porovnávaní základných chemických analýz.

Mikroskopický výskum a rozbor chemizmu, hoci poskytujú každý osobitne množstvo smerodajných údajov, nemohli byť robené izolovane a nezávisle jeden od druhého, pretože ide o horniny alterované s reliktnými primárnymi štruktúrami a minerálnym zložením. Pri rozboroch chemizmu sme museli vychádzať z údajov o štruktúrach hornín a o minerálnom zložení. Nejasnosti, problematické a nevýrazné rozdiely v mikroskopickom zložení mohli doplniť a objasniť zasa koeficienty, normy, a hlavne korelácie chemickej skladby.

Údaje o petrografickom a petrochemickom zložení, ktoré zahŕňajú približne 5000 znakov magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma, sú tak ukazovateľom reálne existujúceho magmatizmu v zdrojovej oblasti s určitými, vo valúnoch čiastočne sledovateľnými vzťahmi i k sedimentogéne.

Pri klasifikácii a terminológii skúmaných hornín pridržam sa najnovších platných mineralogických a chemických klasifikácií (A. STRECKEISEN 1967, 1973; H. S. YODER—C. E. TILLEY 1962). Použitie niektorých starších i zastaralých názvov hornín bolo nevyhnutné.

Fenoménové znaky zastúpenia magmatizmu v zdrojovej oblasti dokumentujem i priloženými tabuľkami.

Dokladový vzorkový a výbrusový materiál hornín i minerálov je uskladnený a evidovaný na Katedre petrografie PFUK.

Napriek uvedenému nemôžeme tvrdiť, že ide o vyčerpávajúce údaje a definitívne závery. Naopak, z doterajších zistení môžeme usúdiť, že kriedové zlepence, a predovšetkým magmatogénne horniny v nich zastúpené, sú nevyčerpatelným zdrojom informácií a prechováajú mnohé, ešte doteraz nepoznané údaje a fakty o vývoji magmatizmu v zdrojovej oblasti bradlového a manínskeho pásma. Aplikovaním ďalších, doteraz nepoužitých terénnych i laboratórnych metód sa môžu vedomosti o nich podstatne rozšíriť.

Prehľad doterajších poznatkov o magmatogénnych horninách kriedových zlepcoch bradlového a manínskeho pásma

Z doterajších prác o kriedových a paleogénnych zlepcoch bradlového a manínskeho pásma je známe, že sú v nich popri sedimentárnych horninách zastúpené i horniny magmatické a metamorfované. Ich ekvivalenty neboli zistené v sukcesiách bradiel, preto sú označované ako exotické a ich pôvod sa vysvetľuje (D. ANDRUSOV 1931) hlavne existenciou pieninskej kordiléry.

Na eruptívne a metamorfované horniny v zlepcoch bradlového pásma v údolí Oravy a Váhu osobitne upozornil V. ZOUBEK (1931), neskoršie D. ANDRUSOV—M. KUTHAN (1944) a D. ANDRUSOV (1959).

V. ZOUBEK (l. c.) rozlišuje vo valúnoch dva typy granitov výrazne od seba odlišných. Jeden typ je podobný ako vysokotatranský granit, druhý je exotický. Okrem granitov upozorňuje na porfýr, ktorý má

raz intruzívny, inokedy efuzívny charakter. Tieto horniny majú podľa neho znaky prevarískej magmy. Ďalej uvádza dva typy melafýrov: mandľovcový – efuzívny a hypoabysálny. Osobitne podčiarkuje, že senónske zlepence bradlového pásma neobsahujú valúny kryštalických bridlíc tatridného typu, teda ortoruly, pararuly a amfibolity. Nájdené ortoruly niekoľkých variet zaraďuje do skupiny exotických a nejasných.

Zo zlepenčov z oblasti Bieleho potoka južne od Tvrdošína uvádza „jeden valún eruptívnej bázičkej horniny premenený na horninu s glaukofánom“ a niekoľko variet granitických hornín s plagioklasom i biotitom dokonale premenených až saussuritizovaných. Ani tieto, ani mnohé ďalšie horniny, ako uvádza, nepreveroval, ale vylučuje ich podobnosť s kryštalinikom Vysokých Tatier.

Viacere údaje a postrehy V. Zoubka sú jedinečné a dodnes sa tradujú. Detailnejšie sa neskúmali.

M. KUTHAN, in D. ANDRUSOV–M. KUTHAN (1944), opisuje exotické valúny zlepenčov bradlového pásma na liste Žilina.

Odvolaávajúc sa na V. Zoubka spomína valúny žúl niekoľkých typov, ďalej zelené a červené kremité porfýry ako efuzívne horniny pravdepodobne permského veku a valúny bázičkových hornín rozmanitých typov skupiny melafýrov, pravdepodobne spodnotriasového veku.

D. ANDRUSOV (1959) sa vo väčšine prípadov odvoláva na neuvverejnené práce V. Zoubka z roku 1931 a M. Kuthana z roku 1944.

Na základe makroskopického vzhľadu, farby a štruktúry hornín rozlišuje zelené žuly a žuly tatranského typu staršie ako stredný karbón, ortoruly, okaté ruly a fylity, tiež pravdepodobne staršie ako stredný karbón, zelené a červené kremité porfýry a žulové porfýry asi permské, melafýrové porfýry a mandľovce priraduje k spodnému triasu. Osobitne zdôrazňuje v zlepencoch zastúpené zelené žuly.

Š.KAHAN (1965) začleňuje dve vzorky granitoidných hornín z exotických valúnov z paleogénnych zlepenčov zakopanských vrstiev z Krivej na Orave do kryštalinika pravdepodobne oravskej kordiléry.

Jedna vzorka je svetlosivá, porfýrická, s 2 cm veľkými K-živcami; druhá je tmavosivá, drobnejšie zrnitá a rovnomerne zrnitá. Ide o granit s biotitom, plagioklasom, ortoklasom a kremeňom s akcesorickým zirkónom a apatitom, v prvom prípade i s titanitom a granátom uzatvoreným v biotite. Obe vzorky nesú znaky metasomatózy – pertitizácie, myrmekitizácie, albitizácie, silicifikácie, chloritizácie, sericitizácie.

Odvolaávajúc sa na D. ANDRUSOVOVA (1959) diskutuje na základe chemického zloženia eventualitu, že by mohlo ísť o granity z masívu Vysokých Tatier, ako málo pravdepodobnú. Pripúšťa transportovanie z juhu práve pre podobnosť chemického zloženia granitu valúnu a granitu zo Zlatej Idky (gemeridy).

M. KRIVÝ (1969) opisuje z exotických valúnov vrchnokriedových zlepenčov granity a žilné výlevné diferenciáty granitov.

Zo skupiny granitov uvádza 6 biotitických typov. Po prvýkrát sa zmieňuje o zistení ortitu v ružovom granite. Pri všetkých varietách granitu udáva zhlukovitý vývoj biotitu ako primárne magmatického.

Prikladá 36 chemických analýz a určuje typy magiem.

J. ELEČKO (1970) našiel zelený granit, ružovkastý granit a „zaujímavú“ horninu s bielymi až naružovelými mandľami s kremeňom a chalcedónom a turmalinickými slnkami pneumatolyticko-hydrotermálneho pôvodu v nej.

L. KAMENICKÝ (1973) v paleogénnych zlepencoch východnej časti bradlového pásma a príľahlých zón medzi Lipníkom a Kamencom udáva popri valúnoch sedimentárnych hornín mezozoika výskyt rôznych magmatických, acidných i bázič-

kých a metamorfovaných hornín. L. KAMENICKÝ a i. (1974) zistil, že granitoidné horniny z exotických valúnov majú mierne zvýšený obsah stopových prvkov a relatívne stredne vysoký obsah Ba, Sr a vysokú úhrnnú gama aktivitu viazanú na relatívne vyšší obsah Th ako U v porovnaní so štandardmi a priemernými údajmi z literatúry. Exotické granitoidné horniny tvoria podľa týchto autorov samostatnú formáciu.

M. ŠTÍMOVÁ—M. KRIVÝ (1976) uvádzajú valún ružovosivej vulkanickej horniny špeciálnych štruktúrnych znakov, ryodacitového zloženia, ignimbritového vývoja, zo zlepencov od Považského Chlmca a z Krivej na Orave. Pri súčasnom výskume bolo nájdených a skúmaných viacero valúnov takýchto hornín, ktoré dopĺňajú údaje o vývoji obdobného vulkanizmu v zdrojovej oblasti.

V. ZORKOVSKÝ (1976) venoval pozornosť petrograficko-petrochemickej povahe valúnov bazických hornín typu melafýrov zo zlepencov z okolia Púchova, Žiliny a z Oravy.

Nie vždy sa doterajší výskum opieral o podstatné znaky hornín zlepencov. Mnohé zmienky o nálezoch hornín a zistení minerálov sú bez identifikačných údajov. V posledných desiatich rokoch uverejnené práce o magmatogénnych horninách zlepencov bradlového a manínskeho pásma majú charakter detailizácie niektorých hornín. Podávajú údaje o magmatogénnych horninových mineráloch a na ich základe i nové koncepčné názory na vývoj magmatogénnych hornín zlepencov bradlového a manínskeho pásma na prejavy magmatizmu v zdrojovej oblasti zlepencov. Tieto práce sa opierajú čiastočne o výskumný materiál, ktorý bol podkladom i pre výskum predloženej práce. Sem patria práce pojednávajúce o spineloch (M. Mišík et al. 1980), o glaukofanických horninách (M. ŠTÍMOVÁ 1981), o eklogitoidnej hornine (M. ŠTÍMOVÁ 1982), o granátoch (M. ŠTÍMOVÁ—E. ŠAMAJOVÁ 1981), o lawsonite (M. ŠTÍMOVÁ—E. ŠAMAJOVÁ 1982), o mineralizácii magmatogénnych hornín (G. ANDRUSOVÁ—M. ŠTÍMOVÁ 1982), o faciálnych vzťahoch metabázik zlepencov (M. ŠTÍMOVÁ—E. ŠAMAJOVÁ 1983; E. ŠAMAJOVÁ 1983) a iné.

Orientačné údaje o stratigrafickej a tektonickej priradenosti magmatogénnych hornín kriedových zlepencov bradlového a manínskeho pásma

Magmatické horniny spravidla (s výnimkou lávových, tufoidných a tufitoidných) neobsahujú vôbec znaky udávajúce primárnu stratigrafickú pozíciu.

Pri stratigrafickom a tektonickom zaradení skúmaných magmatogénnych hornín zlepencov bradlového a manínskeho pásma vychádzam z najnovšie akceptovanej koncepcie (A. BEGAN—K. BORZA—J. SALAJ—O. SAMUEL 1965; A. BEGAN—O. SAMUEL 1975; J. SALAJ—O. SAMUEL 1966), ktorá sa opiera o vedúce znaky tohto druhu, obsiahnuté v sedimentoch.

Podľa tejto koncepcie sa radia lokality so skúmanými horninami k zlepencovým horizontom vlastného bradlového pásma a k zlepencovým horizontom manínskeho pásma, ktoré sa podľa citovaných autorov vyznačuje tiež bradlovým fenoménom. Sedimentačné priestory bradlového a manínskeho pásma sa nachádzali v bezprostrednom susedstve a boli ovplyvňované materiálom jedinej — pieninskej kordiléry.

V zmysle uvedeného majú lokality zlepcov so skúmanými horninami takéto zaradenie:

Tektonické a stratigrafické priradenie lokalít

Jednotka	Vývoj	Myjavský úsek	Považský úsek	Oravský úsek
kysucká	koňak-santon 100–400 m hrubý zlepcový flyš s blokmi	Branč Starý háj U Škulcov	Mariková Prosné Stupné Divinka Pov. Chlmec-lom Pov. Chlmec-cesta Vranie Zádubnie Zástranie I-IV Kotrčiná Lúčka Hor. Vadičov	
klapská	alb-špodný cenoman 600–1000 m hrubý flyšový súbor		Nosice I–III Milochove Upohlav Orlové Pov. Bystrica– – zvažnica Pov. hrad Podvázie Beňov	
	vrchný cenoman-turon polohy zlepcov a vtrúsené valúny v plyt- komorských orlovských pieskovcoch špodný senón telesá zlepcov späté s podmorskými zosunmi		Pov. Teplá Vrtižer-cesta Pov. hrad-lom Podvázie II Vršatec. Podhradie Nosice-Hviezda Pov. Teplá Vrtižer-lom Rašov	Orav. Podzámok I Sedl. Dubová I Zem. Mlyn Orav. Podzámok II–III Krivá Zem. Dedina Sedl. Dubová II Trstená
	santon zlepcové polohy		Teplička n/V. Ďurčovia Kubíkovia Hor. Tížina	
manínska	cenoman tenkorytmický flyš s polohami parakonglo- merátov		Práznov Jablonové Súľov Hradná-JRD Hradná-Zlatý diel Malé Hradisko pri Žitine Strážov Pod Hradiskom	
	kampán-mástricht flyšový trog so 700–1000m hrubými polohami sedimentov			

Valúny magmatogénnych hornín boli vyzbierané na šesťdesiatich základných a pätnástich doplnkových lokalitách kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma na celom myjavskom, považskom a oravskom úseku výskytu týchto zlepcov.

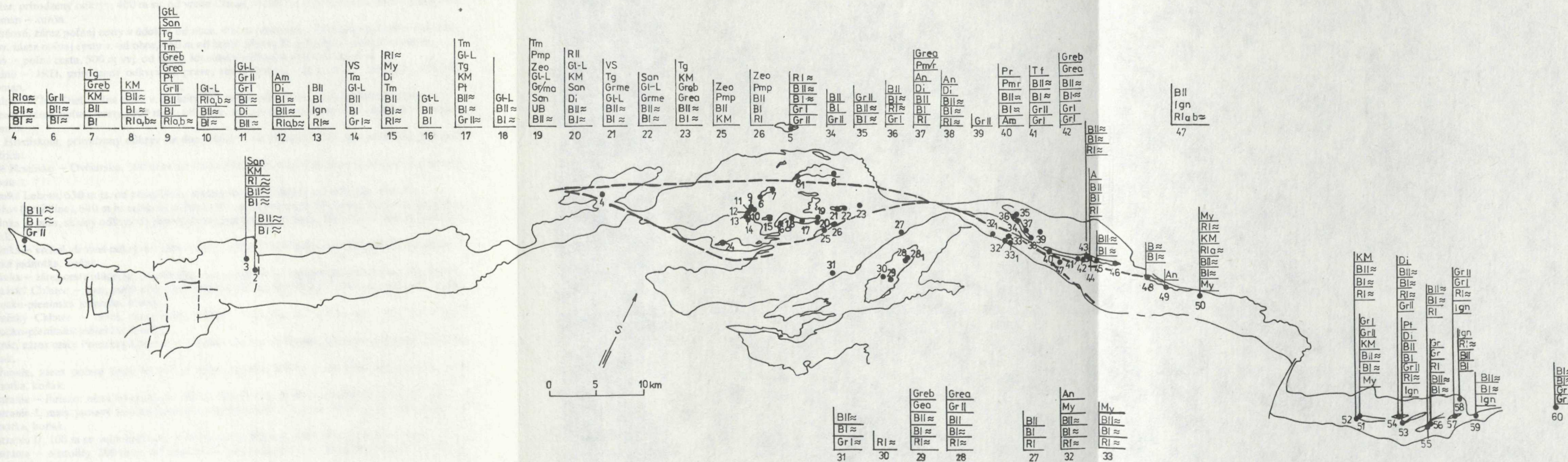
Zhrnújúce údaje o situácii lokalít zlepcov uvádzam v zozname lokalít.

V schéme bradlového pásma (obr. 1) sú uvedené základné lokality v počte šesťdesiat. Označené sú číslami 1–60 i názvom lokality. Pod týmito číslami a názvami sa odvolávam na lokality i v texte. Všetky vedľajšie lokality – miesta odberu vzoriek z najbližšieho okolia základných lokalít sú označené bodom bez čísla. V schéme (obr. 1) sú vyznačené symbolmi i typy a druhy hornín aj minerály, ktoré boli na lokalitách nájdené a skúmané.

Zoznam lokalít zlepcov so študovanými magmatogénnymi horninami*

1. Branč, 70 m s. od vrchu Starý hrad (545 m) jv. od hradu Branč. Kysucko-pieninská jednotka, senón?
2. Starý háj, 1 km ssz. od Ostrého vrchu (432 m) pri Moravskom Lieskovom. Kysucko-pieninská jednotka, senón?
3. U Škulcov, pri ceste medzi Cetuňou a Lazom u Škulcov, v sedle z. od vrchu Lipovec (585 m). Kysucko-pieninská jednotka, senón.
4. Vršatecké Podhradie, niekoľko desiatok metrov pred obcou, zárez cesty z Pruského. Klapská jednotka, senón.
5. Dolná Maríková, skalné odkryvy pri ceste pod Michalovou (601 m), horný koniec obce. Kysucko-pieninská jednotka, santón?
6. Holíž, z. svahy kopca Holíž (533 m) pri Nosiciach. Klapská jednotka, senón.
7. Upohlav, skalné odkryvy v údolí, 200 m z. od obce. Klapská jednotka, senón.
8. Stupné, malý opustený kameňolom, z. od horného konca obce, v doline j. od Bukoviny (637 m). Kysucko-pieninská jednotka, santón?
8. Prosné, na poľnej ceste 500 m sv. od vrchu Madanec (495 m). Kysucko-pieninská jednotka, santón?
9. Nosice – priehradný múr, skalné odkryvy nad železnicou. Klapská jednotka, alb.
10. Nosice I – odkryv na dne údolia potoka medzi Hradiskom a Dubovým hájom, 50 m od železničného priecestia. Klapská jednotka, alb.
11. Nosice II, ako v predošlom, 100 m od železničného priecestia. Klapská jednotka, alb.
12. Nosice III – ako v predošlom, 150–200 m od železničného priecestia. Klapská jednotka, alb – cenoman.
13. Nosice IV, ako v predošlom, 300–400 m od železničného priecestia. Klapská jednotka, cenoman.
14. Nosice – Hviezda, zlepcové bralo, 300 m s. od vrchu Hradisko (567 m). Klapská jednotka, cenoman.
15. Milochov, 1 km j. od železničnej stanice v Milochove, zárez poľnej cesty a železnice. Klapská jednotka, alb – cenoman.
16. Považská Bystrica – zväžnica, zárez lesnej cesty, 750 m v. od vrchu Stavná (601 m) nad Považskou Bystricou. Klapská jednotka, alb – cenoman.
17. Orlové – lesná cesta, zárez na pravej strane potoka, 1 km ssv. od kaštieľa v Orlovom. Klapská jednotka, alb.
18. Orlové – defilé, zárez štátnej cesty Orlové – Udiča, 1 km za obcou. Klapská jednotka, alb.
19. Považský hrad, zárez lesnej cesty, 700 m zzs. od zrúcanín hradu. Klapská jednotka, cenoman.
20. Považský hrad – lom, opustený kameňolom, 900 m s. od kostola v Považskom Podhradí (prvý od obce). Klapská jednotka, cenoman – turón.
21. Podvážie I, malý opustený lom pri poľnej ceste medzi Šebeštanovou a Podvážím. Klapská jednotka, alb–cenoman.

* Podľa údajov in M. Mišík – M. Sýkora (1981)



Obr. 1 Situácia lokalít zlepcov so skúmanými magmatogénnymi horninami v západnej časti bradlového a manínskeho pásma. 1-60 - lokality v poradí podľa zoznamu uvedeného na str. 16-18. Pri každej lokalite sú uvedené identifikované horniny: B I - bazaltoidné skoršie, B II - bazaltoidné neskoršie, R Ia, b, c - ryolitoidné skoršie, viacerých efúzií, R II - ryolitoidné neskoršie, Gr I - granitoidné skoršie, Gr II - granitoidné neskoršie, Grea - greisenizované acidity, Greb - greisenizované bázity, UB - ultrabázity, KM - kontaktne metamorfované, Gl, L - s modrým amfibolom a lawsonitom, Grma - s granátom

magmatickým, Grme - s granátom metamorfovaným, Tg - s turmalínom greisenovej asociácie, Tm - s turmalínom metamorfovaným, VS - vulkanosedimentárne horniny, AnT - andezitoidná - trachytoidná hornina, An - andezitoidná, - viaceré variety, Zeo - zeolity a pod., Pmp - pumpellyitová asociácia minerálov, Am - amfibolit, San - sanidinické vulkanity, Pt - porfyrítoidné, Ign - ignimbritoidné, Tf - tuf - tufit a pod., My - mylonity a pod., Pr - pararula, Or - ortorula.

22. Podvázie II – malý opustený lom na s. okraji obce pod k. 361 m. Klapská jednotka, cenom. – turón.
23. Beňov, malý opustený lom, 700 m jz. od obce nad riečištom Váhu. Klapská jednotka, alb?
24. Rašov (pri Beluši), zárezy poľnej cesty na jv. svahu vrchu Rašov (386 m). Klapská jednotka, senón.
25. Vrtižer, zárez hradskej cesty Považská Teplá – Plevník, 200 m za obcou. Klapská jednotka, cenoman – turón.
26. Vrtižer, prirodzený odkryv, 400 m sv. od vrchu Chrasť, sv. od Považskej Teplej. Klapská jednotka, cenoman – turón.
27. Jabloňové, zárez poľnej cesty v údolí v. od obce, 400 m od kostola. Manínska jednotka, cenoman.
28. Súfov, zárez poľnej cesty v. od obce, 650 m od školy. Manínska jednotka, stredný cenoman.
- 28₁. Súfov – poľná cesta, 500 m v. od školy. Manínska jednotka, stredný cenoman.
29. Hradná – JRD, prirodzený odkryv na pravej strane potoka (okraj obce). Manínska jednotka, cenoman.
30. Hradná – Zlatý Diel, poľná cesta v. od kóty 647 m nad obcou. Manínska jednotka, cenoman.
31. Praznov, zárez poľnej cesty, 500 m v. od obce, na pravej strane potoka. Manínska jednotka, cenoman.
32. Pod Hradiskom, prirodzený odkryv na dne údolia v. od Hradiska (637 m). Manínska jednotka, mástricht.
- 32₁. Malé Hradisko – Ovčiarisko, 500 m sv. od Ovčiariska, malý odkryv na hrebeni. Manínska jednotka, cenoman.
33. Žilinská Lehota, 630 m jz. od obce, bloky zlepcov v poli. Manínska jednotka, cenoman.
- 33₁. Strážov (pri Žiline), 640 m jv. od školy, odkryv v záreze štátnej cesty. Manínska jednotka, mástricht.
34. Divinka – báza, skalný odkryv na pravej strane potoka oproti škole. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
35. Divinka – vrchol, drobné odkryvy v záreze cesty, 100 m j. od Hradiska nad Divinkou. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
36. Divinka – zárez cesty idúcej sz. od cintorína nad priehradou. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
37. Považský Chlmec – lom, malý opustený kameňolom na konci údolia, s. od plemenárskej stanice. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
38. Považský Chlmec – cesta, zárez cesty Chlmec – Vranie, asi 270 m od mosta cez Kysucu. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
39. Vranie, zárez cesty Považský Chlmec – Vranie, asi 1 km od Vrania. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
40. Zádubnie, zárez poľnej cesty na pravej strane potoka, 100 m s. od obce. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
41. Zástranie – ihrisko, zárez vo svahu pri futbalovom ihrisku. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
42. Zástranie I, malý jamový lom na hrebeni pri poľnej ceste 1 km sv. od obce. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
43. Zástranie II, 100 m sv. od lokality 42, v záreze cesty. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
44. Zástranie – olistolity, 200 m sv. od lokality 42, nad poľnou cestou. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
45. Kotrčina lúčka, 300 m sz. od zvonice v obci, ľavá strana údolia. Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
46. Stredný Vadičov, zárez poľnej cesty, tesne nad obcou, smerom na kopec Diely (655 m), Kysucko-pieninská jednotka, koňak.
47. Teplička nad Váhom, prirodzený odkryv na sv. okraji obce nad cestou. Klapská jednotka, senón.
48. Ďurčovia, zárez potoka tesne pri laze Ďurčovia, sz. od vrchu Ostré (745 m), s. od obce Belá. Klapská jednotka, santón.
49. Kubíkovia, laz jv. od Lutiše a s. od obce Belá. Klapská jednotka, santón.
50. Horná Tížina, okryv v potoku medzi lazom Ďurčovia a Cabadajovia (pri Terchovej). Klapská jednotka, santón.
51. Oravský Podzámok I, s. okraj defilé v záreze železnice medzi Medzibrodím a Oravským Podzámkom. Klapská jednotka, cenoman – turón.
52. Oravský Podzámok III, j. okraj defilé, ostatné ako v predošlom. Klapská jednotka, cenoman – koňak.
53. Sedliacka Dubová I, dolina Dubového potoka, 1 km pred vyústením, odkryv v potoku. Klapská jednotka, cenoman.

54. Sedliacka Dubová II, ako lokalita 53, 2 km od vyústenia potoka. Klapská jednotka, cenoman.
55. Krivá – báza, j. okraj zárezu železnice, 1 km z. od Krivej. Klapská jednotka, cenoman – turón.
56. Krivá – železnica, ako lokalita 55, stredná časť defilé. Klapská jednotka, cenoman – turón.
57. Podbiel, na pravom brehu Studeného potoka j. od mosta. Klapská jednotka, cenoman?
58. Zemianska dedina, ľavý breh potoka Hlodočín, zárez lesnej cesty, 600 m ssv. od vrchu Lučivný (840 m), 2 km z. od obce. Klapská jednotka, senón.
59. Zemiansky Mlyn, prirodzený odkryv na pravej strane vyústenia potoka Hlodočín. Klapská jednotka, senón.
60. Trstená, pravý breh Oravice, východná časť mesta. Klapská jednotka, senón.

Štruktúry magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma

Štruktúry hornín sú u väčšiny vzoriek jediným smerodajným ukazovateľom genézy a vývoja hornín v zdrojovej oblasti. Primárna, magmatická a v niektorých prípadoch i následná metamorfogénna asociácia minerálov hornín exotických valúnov sa väčšinou čiastočne až úplne rekryštalizovala v predvalúnovom štádiu vývoja hornín ale morfológické znaky rekryštalizovaných minerálov sa zachovali.

Petrografické štruktúry sú tak ukazovateľom nielen miesta – bathyálnych úrovní, na ktorých horniny z magmy – lávy kryštalizovali, ale zároveň i primárneho magmatického zloženia hornín a spolu s minerálnym zložením i ukazovateľmi faciálnych a formačných súvislostí a tým aj stupňa alterácie až metamorfózy hornín, viacerých fyzikálnych vlastností hornín valúnov a ukazovateľom časových relácií vzniku súboru magmatogénne horniny – kriedové zlepence.

V celom komplexe skúmaných hornín kriedových zlepcov boli petrografické štruktúry podkladom pre roztriedenie produktov magmatizmu. Toto roztriedenie možno dobre korelovať a dopĺňať s nižšie uvedeným minerálnym a chemickým zložením hornín. Magmatogénne horniny zlepcov sa radia už podľa vzhľadu k faneritickým, faneroafanitickým a afanitickým štruktúram. Reprezentujú tak abysálny – batholitový vývoj, vývoj hypoabysálny (žilné telesá ako apofýzy batholitov, tzv. malé intrúzie, žilné telesá ako telesá subvulkanické) a efuzívny povrchový vývoj – explózie (polohy tufov) a efúzie (prúdy, pokrovy) alebo explozívno-efuzívny vývoj (tuf – láva).

Faneritické štruktúry hornín stredno – až drobno zrnité, rovnomerne zrnité, poukazujú na postupnú kryštalizáciu v hlbinných podmienkach.

Faneroafanitické typy štruktúr potvrdzujú čiastočnú rozkryštalizovanosť taveniny – magmy – lávy – v intratelurických podmienkach a čiastočný hypoabysálny alebo podpovrchový – subvulkanický vývoj (malé intrúzie, dajky, žily a pod.), prípadne i povrchový – vulkanický (prúdy).

Afanitické štruktúry hornín reprezentujú sklovitý vývoj väčšej časti lávy vyliatej na povrch alebo i submikroskopický zrnitý vývoj v subvulkanických prostrediach (za subvulkanických podmienok).

Mnohé horniny s afanitickými štruktúrami zodpovedajú viacnásobne prekryštalizovaným, primárne magmatickým, hrubozrnitým (5–8 cm veľké zrná), holokryštalickým, bázickým až ultrabázickým horninám (napr. metagabro = saussurit alebo

metapyroxenit = serpentinizovaná a následne glaukofanizovaná metaultrabázická hornina) a predstavujú ustálený (rovnomerne zrnité horniny) hlbinný vývoj bázitov.

K štruktúram faneritickým sa radia v zlepencoch zastúpené holokryštalické, typické granitoidné štruktúry. Fixujú intratelerický vývoj dvoch odlišných horotvorných etáp, nie úplne zhodných bathyálnych úrovní a odlišných pomagmatických vývojev.

Vývoj granitových štruktúr spadá:

a) do obdobia pred vývinom hlavnej masy kyslého a bázického vulkanizmu zastúpeného vo valúnoch; potvrdzujú to druhoradé xenolitové štruktúry kyslých vulkanitov s ostrohrannými úlomkami granitu v kyslých efuzívnych horninách a iných „súgranitových“ hornín;

b) do obdobia po vývoji hlavnej masy kyslého a bázického vulkanizmu, ako to potvrdzujú štruktúry greisenovej kryštaloblastézy pozorované v bázických i acidných horninách valúnov i v samotných granitoch, granitových porfýroch a kremitých porfýroch.

Na základe uvedených štruktúrnych znakov je v strednokriedových zlepencoch zastúpený biotický granit skorší – I a biotitický granit neskorší – II.

Väčšina skúmaných magmatogénnych hornín zlepenčov, hlavne acidných a bázických vulkanitov, spadá podľa vzniku a vývinu do obdobia ohraničeného (spodná a vrchná hranica) vznikom a vývinom týchto dvoch typov granitových štruktúr.

Štruktúra granitu I a štruktúra granitu II je v podstatných primárnych znakov zhodná. Nápadná relatívna stabilita magmatického biotitu v štruktúre granitu I odráža hlbinejší vývoj a ustálenejšie podmienky v intrúziách batholitového charakteru.

Štruktúry granitu II sa líšia od štruktúr granitu I nestabilitou magmatického biotitu a naloženou štruktúrou greisenovej kryštaloblastézy.

Petroštruktúrny vývoj granitového porfýru a kremitého porfýru, ktoré sú zastúpené v zlepencoch, je obdobný ako petroštruktúrny vývoj granitu II.

Štruktúry granitového porfýru fixujú nerovnorodé podmienky vývoja na dvoch bathyálnych úrovniach (výrastlice živcov a biotitu a kremennoživcová základná hmota) hypoabysálneho charakteru a štruktúry kremitého porfýru podmienky na dvoch bathyálnych úrovniach, ale subvulkanického, teda pripovrchovejšieho charakteru (výrastlice korodovaného kremeňa a celozrnná kremeňovo-živcová základná hmota, prípadne i v grafickom vývoji).

Štruktúry granitu II, granitového porfýru a kremitého porfýru zatlačané štruktúrami greisenovej kryštaloblastézy reprezentujú vývoj abysálno-hypoabysálno-subvulkanického komplexu (malé intrúzie – žilné telesá, podpovrchové dajky) granitového zloženia. Zo štruktúr hornín valúnov nevyplýva jednoznačne zdroj – faktor naložených štruktúr (granit II? alebo granitový porfýr?).

Štruktúry naložené na typické granitové majú charakter granolepidonematoblastických štruktúr. Vo vyšších úrovniach, bližšie k povrchu, v subvulkanických telesách kremitého porfýru dominujú granonematoštruktúry (vývoj kremeňa + turmalínu – mobilita bóru) a na relatívne nižších úrovniach, v dajkových telesách granitového porfýru, dominujú granolepidoblastické štruktúry (vývoj kremeňa a zeleného, sekundárneho biotitu s fluórom).

K ojedinelým štruktúram (jeden valún) granitoidných hornín patrí zistená grano-blastická štruktúra s reliktnými maltovitej štruktúry po hypidiomorfnom vývoji biotického granitu, fixujúca kryštaloblastézu granitoidnej intrúzie.

Z faneroafanitických štruktúr sa zistili v horninách kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma ako dominujúce štruktúry ryolitoidné a bazaltoidné.

Ryolitoidné štruktúry – typické porfyrické, s výrastlicami biotitu, živcov a kremeňa, nesú znaky len čiastočnej rozkryštalizovanosti (10–30 % výrastlíc) acidnej taveniny v intratelurických priestoroch a podmienkach, znaky porušenia kryštalizácie pri vysokých teplotách (kryštalizačné očka) a súčasne nerovnovážne stavy vykryštalizovanej (solidus) a lávovej (liquidus) masy (korozívne živce, korozívny až úplne skorodovaný biotit, korozívny až koróziou rozdrobený i úplne pretavený kremeň, opacitizácia a i.). Nesú i znaky amorfneho stuhnutia nerozkryštalizovanej lávy v efúzičných podmienkach pri rýchlom poklese teploty (kontrakčné pukliny, devitrifikácia a pod.).

Štruktúrne-textúrne znaky hornín fixujú „pokojné“ efúzie niekedy s nedostatočne stabilizovanými, už vykryštalizovanými kryštálovými jedincami (parakláza na výrastliciach spôsobená tlakom pohybu lávy z hĺbky smerom k povrchu až na povrch) v nestuhnutej láve s vysokým podielom ľahko mobilných zložiek (30 % pórov) a pohyb lávy po mierne uklonených svahoch (fluidita mikrolitov a zachovaná intratelurická pozícia všesmerne orientovaných sólo-výrastlíc) alebo pohyb po svahoch s väčším sklonom (špeciálne sformované až prevrátené fluidné prúdy, ostré – íverovite sformované apikálne okraje pórov), ale i prudké explózie lávových mäs prejavujúce sa klastovaním čiastočne rozkryštalizovanej i amorfne solidifikovanej, ešte likvidnej lávy (2 druhy vulkanického skla – tzv. ignimbritové štruktúry).

Ryolitoidné štruktúry odrážajú odlišné bathyálne úrovne počiatkov kryštalizácie i odlišnú dobu zotrávania taveniny na hlbinných úrovniach (rôzny podiel výrastlíc, sólo výrastlice, kryštalizačné zhluky – tzv. glomerofýrové štruktúry a pod.).

Ryolitoidné štruktúry zistené skoro na každej lokalite v 5–10 vzorkách (tab. XI–XXVI) v zlepcoch západnej časti bradlového i manínskeho pásma potvrdzujú vývoj v subaerickom prostredí. Ojedinelé vzorky potvrdzujú petroštruktúrny vývoj ryolitoidných láv v subaquálnom prostredí (variácie šálšteinových štruktúr – tab. XVIII, obr. 1, 2). Ojedinele boli zistené i lito-vitroklastické štruktúry ryolitoidnej povahy s hematitovým tmelom (tab. XXII, obr. 1, 2) i vitroklastické – tufoidné štruktúry (tab. XVII, obr. 1, 2).

Taxitové, ataxitové, eutaxitové (napr. tab. XV, tab. XXV) a iné ryolitoidné štruktúry poukazujú na rôznu stupeň viskozity podmienenej nejednotnosťou chemizmu (rôzny index lomu vulkanického skla v rozsahu výbrusu 2 × 2 cm veľkom).

Do skupiny ryolitoidných štruktúr sa radia i druhoradé ryolitoidné, tzv. xenolitové štruktúry zistené v ryolitoidných horninách (tab. XIV–XV). Vysoký podiel xenolitov, allotigénnych i autigénnych uzavrením v ryolitoidných lávach poslúžil ako mimoriadne dôležitý petroštruktúrny ukazovateľ následnosti vývoja hornín.

Zistené ryolitoidné štruktúry potvrdzujú v zdrojovej oblasti kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma zastúpenie ryolitových prúdov až pokryvov vyliatych v subaerickom i subaquálnom prostredí, ale i telies špeciálnych vulkanických foriem a polohy tufov i tufitov.

Druhoradá – xenolitové ryolitoidné štruktúry potvrdzujú viaceré štádiá efúzií s ryolitovými štruktúrami. Ich postupnosť je kontrolovaná obsahom xenolitov skorších efúzií v jednotlivých neskorších efúziách. Skoršie efúzie s ryolitoidnými štruktúrami (v celom komplexe vulkanizmu) nasledujú po efúziách skorších bazaltoidných láv (bazaltových štruktúr).

Štruktúrne znaky ryolitov týchto efúzií, hlavne vývoj intratelurického korodovaného kremeňa, fixuje vývoj z ryolitoidnej – sialickej taveniny. Na základe obsahu xenolitov sa takéto horniny radia k starším ryolitoidným efúziám – ryolitom I.

Štruktúry ryolitoidných hornín bez dôkazov o vývoji intratelurického kremeňa sa radia (i na základe naložených metamorfogénnych štruktúr, minerálneho zloženia a obsahu xenolitov) k neskorším ryolitoidným štruktúram – ryolitom II. Dokumentujú diferenciáty báziickej taveniny.

Primárne ryolitoidné štruktúry v horninách majú charakter reliktných štruktúr. Na magmatické – ryolitoidné, sú naložené štruktúry granolepidoblastické. Pri úplnej rekryštalizácii hlavne amorfnej časti základnej hmoty alebo porfyrických výrastlíc (morfologické obmedzenie je zachované) sú orientačnými ukazovateľmi zachované tvary magmatických minerálov, nerekrýštalizované výrastlice kremeňa, znaky perlitovej odlučnosti, znaky fluidity mikrolitov, póry, prípadne mandle, morfologické tvary výrastlíc, prípadne sekundárne metasomatizujúce i metamorfogénne minerály, ktoré zatlačajú primárne. Také sú napr. šachovnicový albit po ortoklase, chlorit po biotite, magnetit po biotite a iné.

V ojedinelých vzorkách ryolitoidných hornín boli zistené štruktúry so znakmi mechanických premien stupňa kataklazitov až mylonitov s malým podielom rekryštalizácie. Sem sa radia zistené mylonitové štruktúry po ryolite a mylonitové štruktúry po ignimbritovom ryodacite. Tieto štruktúry potvrdzujú existenciu zón tlakových premien zasahujúcich ryolitoidné štruktúry. Mylonitizácia na ryolitoch I, prípadne na starších ako tieto, nevyplýva jednoznačne z valúnového materiálu.

Bazaltoidné štruktúry, zistené v horninách kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma ako typické faneroafanitické a afanitické štruktúry, zahŕňujú porfyrické i afyrické variety, hlavne ofitické, subofitické, poikilofitické, intersertálne a ich rôzne variácie.

Porfyrické variety bazaltoidných štruktúr predstavujú vývoj báziických hornín v podpovrchových až povrchových podmienkach (mohutné prúdy prípadne iné povrchové a podpovrchové telesá). Niektoré hruboporfyrické typy štruktúr bazaltov (5–8 cm veľké pseudovýrastlice albitizovaných plagioklasov) nesú znaky vplyvu kôry na vývoj báziickej – bazaltovej taveniny (plášťovej) pri jej presune z plášťových úrovní do povrchových pozícií (amorfný vývoj časti základnej hmoty). Variabilný podiel porfyrických výrastlíc odráža stupeň rozkryštalizovanosti báziickej taveniny, ale aj variabilné časové úseky zotrávania v podmienkach v stave liquidus, i rozdiely v báziickej bazaltoidných hornín.

Rýchly pokles teploty v povrchových podmienkach prejavuje sa často sideronitovým vývojom základnej hmoty.

Afyrické i celokryštalické bazaltoidné štruktúry ako subofitické, poikilofitické fixujú podpovrchové podmienky vývoja bazaltoidných hornín. V tomto sa gabroidné štruktúry i štruktúry zistených ultrabáziických hornín podobajú.

V skúmaných horninách sú pomerne dobre diferencovateľné bazaltoidné holokryštalické štruktúry a štruktúry bazických až ultrabázických intrúzií (gabier, pyroxenitov). Gabroidné sú poikilofitické, pyroxenitové – prizmaticky zrnité. Charakteristické sú na ne naložené štruktúry.

Efuzívne bazaltoidné štruktúry – porfyrické – sú často pórovité, s typickými prejavmi palagonitizácie, a sekundárne mandľovcovité (tab. XXXV, XXXVI). Rôzny podiel pórov v horninách odráža odlišné pozície hornín v efuzívnom telese, a tak štruktúry reprezentujú i stupeň erózie reliéfu. Na skúmanie takýchto a iných genetických zaujímavostí vývoja bazaltových hornín, na ich interpretáciu nie je valúnový materiál najvhodnejší.

K pozoruhodným bazaltoidným štruktúram zisteným v horninách patria ojedinelé kryštalovitoklastové štruktúry a hyaloklastové štruktúry typu „vankúšovitých“ lát a kryštalo-hyaloklastové štruktúry typu „hrnutých látových bahien“. Tieto štruktúry reprezentujú efúzie bazaltových lát do vodného prostredia (prvé plytkejšie, druhé hlbinejšie) a pohyb lávy po mierne uklonených svahoch až morských dnách (subparalelné fluidné prúdy, vykryštalizované jedince so znakmi pohybu a reakcie s vodným prostredím).

Vo viacerých vzorkách s bazaltoidnými štruktúrami boli zistené druhoradé – xenolitové štruktúry. Tieto sa viažu s hyaloklastovými i s holokryštalickými. Obsah xenolitov je smerodajným ukazovateľom pravdepodobnej následnosti vývoja bazaltových magiem.

Primárne magmatické, pomerne jednoduché zloženie bazaltových hornín, hlavne ich femická časť: olivín, pyroxén, je úplne metasomatizované až metamorfované do vysokotlakových fácií. Morfológické tvary minerálov sú pomerne dobre identifikovateľné. Primárne bazaltoidné štruktúry vystupujú ako reliktné. Stupeň zachovanosti je rozdielny. Naložené metamorfogénne štruktúry majú charakter granolepidoblastických, granolepidonematoblastických i granonematoblastických štruktúr.

Na základe štruktúr, a to primárnych – magmatických, druhoradých (alotigénne xenolity), i naložených v skupine bazaltoidných hornín možno vyčleniť dve genetické skupiny bazaltoidných štruktúr i hornín: bazaltoidné štruktúry – bazaltoidy skoršie – I (sem sa radia prevažne efuzívne porfyrické štruktúry, ale aj hypoabysálne až abysálne) a bazaltoidné štruktúry – bazaltoidy neskoršie – II (sem sa radia predovšetkým intruzívne hypoabysálne i abysálne štruktúry – bazalty, gabrá i ultrabázické horniny).

Vo väčšine prípadov štruktúry bazaltoidných hornín (teda i horniny) bolo možné spoľahlivo priradiť ku skupine I alebo II i za pomoci minerálneho zloženia a chemizmu. Len niekoľko vzoriek obdobných štruktúr i minerálneho zloženia sa nepodarilo jednoznačne zaradiť. Štruktúry a zloženie týchto hornín vzbudzujú zatiaľ nezdôvodnený predpoklad možnej súvislosti alebo nadväznosti (vývojovej) bazaltoidných hornín I a bazaltoidných hornín II.

Naložené štruktúry v bazaltoidoch I fixujú sekundárne (hydrotermálne) alterácie až anchymetamorfózu i metamorfózu fácie zelených bridlíc (granolepidoblastické štruktúry) a v ojedinelých prípadoch i pneumatolytickú metasomatózu (turmalín, cínovec v mandliach i v žilkách). Naložené štruktúry v bazaltoidoch II odrážajú v jednej skupine vzoriek metamorfózu nízkych teplôt a nízkych tlakov fácie zelených

bridlic (granolepidoblastické štruktúry) a v druhej skupine vzoriek metamorfózu pomerne nízkych teplôt a vysokých tlakov (fácie modrých bridlic). Naložené kryštaloblastické štruktúry viažu sa v oboch prípadoch na bazaltoidné. V prípade nematoblastickej kryštaloblastézy viažu sa na svojráznu asociáciu štruktúr i hornín (pyroxenit, gabro, bazaltové efúzie), v prípade lepidonematoblastických viažu sa na ofitické štruktúry hlavne intruzívnych a efuzívnych bazaltov. V ojedinelej vzorke granonematoblastická štruktúra, naložená na reliktnú litovitroklastickú – bazaltoidnú, fixuje metamorfózu termickú – nízkotlakovú (kontaktné rohovce po bázických tufoch). Niektoré vzorky s granolepidonematoblastickou štruktúrou naloženou na holokryštalickú ofitickú bazaltoidnú objasňujú i okolopuklinové hydrotermálne pneumatolytické alterácie v intruzívnych bazaltoidných horninách.

K faneroafanitických až afanitickým štruktúram sa radia ojedinelé štruktúry:

- a) porfyrické hyalopilitické – trachyandezitoidné, b) kryštaloklastické – tufové,
- c) porfyrické pilotaxitické – tešinitoidné.

Tieto ako jediné, ale aj ojedinelé v kriedových zlepencoch obsahujú stabilnú magmatickú minerálnu asociáciu: živce v kryštaloklastickom trachyandezitovom tufe, egirín-augit a oligoklas v tešinite. Potvrdzujú vývoj trachyandezitoidných extrúzií i efúzií a tešinitoidných subvulkanických až efuzívnych telies.

Hlavné typy a variety petrografických štruktúr magmatogénnych hornín a druho-radé, xenolitové štruktúry potvrdzujú jednoznačne podiel plutonického a vulkanického, hlavne acidného a bázického magmatizmu na stavbe zdrojovej oblasti kriedových zlepenčov bradlového a manínskeho pásma a súčasne vývoj viacerých fáz vulkanizmu v určitej postupnosti a vzájomnej následnosti.

Vývoj magmatizmu dedukovaný zo štruktúr hornín zlepenčov prebiehal pravdepodobne v takejto následnosti:

A–V regióny so znakmi
kontinentálneho vývoja

PREDGRANITOVÉ HORNINY

ortoruly, pararuly
GRANITOIDY I
BAZALTOIDY I
 tzv. melafýry
RYOLITOIDY IA
 115–138 mil. r.
 121–134 mil. r.
RYOLITOIDY IB
RYOLITOIDY IC
BAZALTOIDY II
GRANITOIDY II
 136 mil. r.
PORFYRITY
ANDEZITOIDY
TEŠINOIDY

B–V regióny so znakmi
oceánického vývoja

CHEMO-SEDIMENTOGÉNNE HORNINY
 vápence, dolomity
KLASTO-SEDIMENTOGÉNNE HORNINY
 pelity, psefity
BAZALTOIDY IIB
 pyroxenity
 gabrá
 gabrové porfyry
 bazalty-efúzie
 bazalty-hyaloklastity
 130–140 mil. r.

Minerálne zloženie magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma

Zloženie magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma charakterizuje vo väčšine zistených horninových typoch prevažne alebo úplne porušená stabilita primárnej magmatickej asociácie minerálov a prítomnosť sekundárnych magmatogénnych a metamorfogénnych asociácií.

Osobitosťou vývoja hornín je, že i pri čiastočnom porušení (zatlačení) a úplnom rekryštalizovaní minerálov sú zachované ich primárne morfológické tvary. Pri skúmaní veľkého počtu vzoriek je variabilné minerálne zloženie viacerých stupňov vývoja pomerne dobre sledovateľné.

Z magmatickej asociácie minerálov vystupujú: biotit, pyroxén, olivín, kremeň, živce, rudné minerály, granát, zirkón.

Biotit vystupuje v granitoidných a ryolitoidných horninách. V skoršom type granitu (I) vystupuje ako hnedožlté šupinky max. 2×2 mm veľké, je výrazne hnedožltopleochroický, niekedy chloritizovaný a zriedkavo sagenitizovaný. $N\beta = 1,62$.

V neskoršom type granitu je úplne metasomatizovaný.

V ryolitoidných horninách sú zachované len idiomorfne tvary šupiniek biotitu 1×1 mm veľké, niekedy opacitizované alebo ináč rekryštalizované, fluidálne preformované a usmernené.

Pyroxény sa zistili hlavne v bázitoch – bazaltoch efuzívnych a intruzívnych, skorších i neskorších, v gabroidných horninách, v pyroxenitoch a v intermediárnych horninách tešinitovej a trachyandezitovej povahy.

Pyroxén v oboch genetických typoch bazaltov je úplne rekryštalizovaný. Na základe morfológických obrysov a iných kryštalografických znakov (orientácia a tvar, štiepne trhliny, sekundárne minerály, ktoré ich zatlácajú) možno usúdiť, že boli zastúpené i monoklinické (Ca-pyroxény) i rombické (Mg-Fe-pyroxény). Podiel pyroxénov vo výrastliciach na základe rozloženia zachovaných reliktovej po nich mohol dosahovať 5–7 %.

Relikty po pyroxénoch v utrabázických horninách (pyroxenitoch) majú znaky rombických pyroxénov a v saussuritizovanom poikilofitickom gabre majú znaky monoklinických pyroxénov (metasomatizované uhličitanovými minerálmi). Zrníčka alterovaného intratelurického pyroxénu sa zistili v ryolitoidných horninách.

Pyroxény intermediárnych hornín trachyandezitoidných, hlavne tešinitoidných, sú jediné nealterované v magmatogénnych horninách. Vystupujú ako výrastlice 2×3 mm veľké a izometrické zrníčka ako kryštalizačné očka. Sú pleochroické, hnedavých odtieňov, výrazne zonárne, $c/\gamma = 57-60^\circ$, dvojlom = 0,020, $N\gamma = 1,7-1,8$, $2V\gamma = 80^\circ$. Zodpovedajú egrinickému augitu.

Olivín sa zistil len v bázitoch – bazaltoch, gabre, zväčša v porfyrických typoch hornín, ale i v afyrickom gabre. Je úplne rekryštalizovaný. Idiomorfne a korodované tvary výrastlíc sú zachované i pri viacrázovej rekryštalizácii, prípadne i blastéze. V niekoľkých vzorkách vystupujú zvyšky olivínu ako limonitizované, serpentinizované jadrá v neskoršie vyvinutých mineráloch. Na základe reliktovej podiel olivínu dosahoval približne 7–9 %.

Kremeň intratelurický – alotriomorfný vystupuje v granitoch (skoršom i neskoršom), dosahuje 25–30 % a intratelurický idiomorfný v efuzívnych ryolitoidných horninách robí 10–15 % výrastlíc. V niektorých vzorkách je paraklázovaný s nezmenenou pozíciou intratelurického štádia, prípadne len fluidálne usmernený. Len v ojedinelých vzorkách sa zistil kremeň rekryštalizovaný (porfyroid po ryolitoidných horninách).

Živce magmatické vystupujú v granitoch – ortoklas a plagioklas – An_{25} , v ryolitoidných horninách ortoklas, v bazaltových horninách plagioklas – An_{55-70} , v trachytoidných andezitoch plagioklas – An_{30} , v andezitoidných tufoch úlomky plagioklasu – An_{28-36} v tešinitoidných horninách plagioklas – An_{22-27} i ortoklas An_{28-36} a v sanidínových trachytoch sanidín.

V ryolitoidných i bazaltoidných horninách majú živce porušenú stabilitu, v ojedinelých vzorkách len čiastočne, ale vo väčšine úplne. Majú výborne zachované tvary i niektoré iné znaky primárneho vývoja. V ryolitoidných horninách presahuje podiel živcov 20 %. V bazaltoch podiel živcovej zložky je variabilný a v niektorých vzorkách tzv. pseudovýrastlice dosahujú aj 55 % celej horniny. V poikilofitickom gabre nie je charakter magmatických živcov identifikovateľný. Vývoj živcov v bazaltoch je charakterizovaný prevažne pseudofitickým vývojom, ktorý najpravdepodobnejšie prebiehal na odlišných intratelurických úrovniach ako kryštalizácia femickej časti horniny.

Zirkón, charakteristický akcesorický minerál, vystupuje v granitoch a ryolitoidných horninách v idiomorfných zrnčkách max. 0,2 mm veľkých, s vysokým reliéfom a dvojlomom.

Granát – z magmatickej asociácie sa zistil v pyroxenitoch. Robí izometrické zrnčeka 0,5 × 0,5 mm veľké, idiomorfných tvarov (vo výbruse pravidelné 8-uholníkové rezy), okrovohnedo sfarbené a zonárne. Index lomu aj izotropia sú čiastočne porušené rekryštalizáciou na submikroskopické jedince chloritovej a serpentínovej povahy. Zodpovedá melanitoidnému granátu.

Magmatická asociácia minerálov sa porušila v niektorých horninách jednorázovou, v niektorých viacrázovou rekryštalizáciou. Úplne posledná minerálna asociácia je v rôznych typoch (petrografických i genetických) hornín variabilná.

Z metamorfogénnych minerálov sa zistili: granát, pyroxén, lawsonit, Na-amfibol, aktinolit, chlorit, turmalín, epidot, prehnit, zoisit, klinozoisit, pumpellyit, stilpnomelán, titanit, albit, kremeň, andaluzit, cummingtonit, topás, cínovec, muskovit. Viaceré z týchto minerálov sa identifikovali optickými (základnými a špeciálnymi) metódami. Zistené identifikačné znaky boli korelované s údajmi sensu A. N. WINCHELL – G. WINCHELL (1951), W. TRÖGER (1956), W. A. DEER – R. A. HOWIE – J. ZUSSMAN (1962) a s údajmi ďalších citovaných autorov. Identita niektorých sa overovala a potvrdila i rtg-analýzou (M. ŠÍMOVÁ – E. ŠAMAJOVÁ 1981, 1982, 1983; E. ŠAMAJOVÁ 1983) i elektrónovou mikroanalýzou.*

Mnohé horninotvorné minerály optickými znakmi ešte nevyjadrujú jednoznačne genézu. Pri viacštádiom vývoji hornín zlepcov je nevyhnutná paragenetická analýza minerálnych asociácií, ktorú bude možné urobiť len postupne.

* Analyzoval D. Jančula: Aparatura JXA-5A-JEOL.

Granát (rtg-analýza i elektrónová mikroanalýza). Zistil sa (M. ŠIMOVA – E. ŠAMAJOVÁ 1981) v dvoch vzorkách, v metagabrobazaltoidných, eklogitoidných horninách, lok. Podvázie. Vystupuje ako 1×1 mm veľké izometrické idiomorfne zrníčka okrovoružovej farby. $N = 1,766$, $d = 11,617$ nm, $\text{Pyr}_{28} \text{Gros}_{29} \text{Alm}_{43}$. Mikroskopicky je rovnorodý. V puklinách sa nachádza Na-amfibol. Granátizácia bázeckej horniny súvisí s porušením stability (tab. XXVIII) magmatickej asociácie Py-Ol-Pl. V hornine s granátom sa zistili metamorfogénne pyroxény, glaukofán, epidotovo-zoisitové minerály a iné. Tab. XXVIII.

Lawsonit (potvrdený rtg-analýzou i elektrónovou mikroanalýzou). 65 valúnov. Lok. Podvázie I, Nosice – priehradný múr, Považská Bystrica – zväžnica, Podvázie – lom, Považský hrad. Vystupuje (M. ŠIMOVA – E. ŠAMAJOVÁ 1982) v metabázitoch, t. j. v metabazaltoch efuzívnych, intruzívnych, v metavulkanosedimentoch (vulkanit + pelit, vulkanit + vápenec) i v metaryolitoidných (metakeratofýry) horninách. Drobné zrníčka max. $4 \times 0,5$ mm veľké, zväčša mikroskopických rozmerov. Nápadný je vo výbruse pravidelnými lištovými tvarmi (tab. XXIX, XXXIII, XXXIV), pozitívnym vysokým reliéfom a okrovou interferenčnou farbou I. rádu Newtonovej škály, bez anomálií. Rovnobežne zháša. $N_{\alpha} = 1,66 - 1,68$, charakter zóny je negatívny. V horninách, v ktorých bol zistený, vytupuje vždy spolu s Na-amfibolom.

Na-amfibol (potvrdený rtg-analýzou i elektrónovou mikroanalýzou), 65 valúnov. Lok. Podvázie I, Nosice – priehradný múr, Považská Bystrica – zväžnica, Podvázie – lom, Považský hrad. Vystupuje v metabázitoch – v metabazaltoch, v metagabrobazaltoch, v metaaciditoch (metakeratofýry), v metadrobe (v tejto vzorke sa nezistil lawsonit). Makrovzorky s Na-amfibolom sú nenápadné, drobnozrnité až afanitické. Modrý amfibol bol zistený len mikroskopicky. Robí zrníčka stĺpkovitých až ihličkovitých tvarov, max. $3 \times 0,5$ mm veľké. Je výrazne pleochroický: γ – indigovo-modrá, β – fialová, α – zelená, svetlomodrá i číra. Má amfibolovú štiepatenosť. $C/\gamma = -4$ až $+10^{\circ}$, $N\gamma = 1,639$, ráz dl +, $b \equiv \beta$. Elektrónová mikroanalýza potvrdila zastúpenie Mg i Fe. Podľa klasifikácie Na-amfibolov A. MIYASHIRA (1957) zodpovedá crossitu – magnézioriebeckitu.

Pyroxény (rtg-analýza, elektrónová mikroanalýza), 2 valúny. Lok. Podvázie. Číslo analýzy 6. Vystupuje ako monoklinický a rombický pyroxén. Obe boli zistené v metagabrobazaltovej porfyrickéj (eklogitoidnej) hornine s porušenou magmatickou asociáciou Py-Ol-Pl, s metamorfogénnym granátom a s Na-amfibolom. Stĺpkovité kryštálky pyroxénov majú mikroskopické rozmery. Ich vývoj je jednoznačne pomagmatický. Zatláčané sú Na-amfibolom a robia lem na olivínoch. Ich povaha nie je jednoznačne overená. Ide o jedny z mimoriadne zaujímavých horninových minerálov v horninách valúnov, preto budú ďalej sledované.

Aktinolit vytvára drobné stĺpkovité až ihličkovité kryštálky v metabázitoch. Je svetlozelený až číry. Lahko sa prehliadne pri mikroskopickom pozorovaní pri jednom nikole a zamieňa sa s chloritom. $C/\gamma = 10 - 14^{\circ}$.

Chlorit – šupinkovitý minerál zelených farieb, vystupuje vo všetkých typoch hornín nerovnakej genézy, má mikroskopické rozmery.

Turmalín (overený rtg-analýzou) sa zistil v metabázitoch, v metapelitoch i metaaleurolitoch. Vzorky s týmto turmalínom sú z lokalít Podvázie, Milochovej, Nosice, Považský hrad – 20 valúnov. Ide o špeciálny metamorfogénny turmalín skorylovej

povahy. Robí mikroskopické ihličky $0,01 \times 0,001$ mm veľké, spleť ihličiek až čiarkových kryštálikov, prípadne submikroskopické – skrytokryštalické útvarčeky, povlaky, škvرنy s výraznou agregátnou polarizáciou, s vysokými interferenčnými farbami. Na ihličkovitých kryštálikoch je evidentná turmalínová absorpcia, rovnobežné zhášanie, negatívny charakter zóny. Vystupuje v pomerne dobre evidentných štruktúrach bázitov, v tufoidných bázitoch i pelitoch. Niekedy zatláča chlorit. Jeho genéza súvisí najpravdepodobnejšie s počiatočnou metamorfózou pelitických i bázických, tufitických hornín v prostredí so zvýšenou koncentráciou bóru a s podmienkami vhodnými na vznik kryštalizácie silikátov s bórom. Spolu s turmalínom vystupuje chlorit, kremeň a albit.

Albit (rtg-analýza) vystupuje v metabazaltoch I (melafýrové bazalty). Robí mikroskopické zrníčka; pravidelné stĺpkovité kryštáliky, koncentrované do sferolitových útvarov, sú situované na plôškach chloritov ako hviezdičkovité kryštáliky. Ide o metamorfogénny albit reprezentujúci anchimetarfózu bázických hornín. Albit sa zistil i v metabazaltoch II, v asociácii s glaukofánom a lawsonitom i v metaaciditoch II, ale i v metaaciditoch I a v granitoidných horninách. Genéza albitu v horninách valúnov je rôznorodá.

Prehnit (rtg-analýza) sa zistil v tufoidných bázických horninách – 6 vzoriek. Lok. Podvážie. Ako zárodoky kryštaloblastézy na živcových zrníčkach narastá v kričkovitých kryštálikoch s vysokým indexom lomu; niekedy i v plôškach so štiepnymi trhlkami a vyšším dvojlomom ako albit.

Epidotovo-zoisitové minerály sa zistili v metabázitoch I, v metabázitoch II i v granitoidných horninách. Zoisitové kryštáliky idiomorfných tvarov, rovnobežne zhášajúce, max. 1×1 mm veľké s anomálnymi indigovými – interferenčnými farbami, sa zistili len v saussuritizovanom gabre. Epidotové kryštáliky idiomorfných tvarov i izometrické zhluky sú časté i ako hydrotermálne v mandliach bázitov, i ako metamorfogénne v rekryštalizačných žilkách.

Pumpellyit (rtg-analýza) vystupuje v intruzívnych metabazaltoch I i II, 5 valúnov. Lok. Kotrčina Lúčka, Podskalje, Divinka. Častý je v dilatačných kryštaloblastických žilkách. Stĺpkovité kryštáliky sýtozelenej farby sú max. $2 \times 0,5$ mm veľké. Na zrníčkach je nápadná priečna, neorientovaná odľučnosť. Zháša rovnobežne. Priebeh žiliek, ich výplň i spôsob vystupovania pumpellyitu v hornine poukazujú na kryštaloblastézu. Vystupuje väčšinou s kmeňom, zriedka i v žilkách s aktinolitom.

Štipnomelán (rtg-analýza, elektrónova mikroanalýza), 10 valúnov. Lok. Podvážie, Nosice, Vrtížer, Divinka. Zistil sa v metabázitoch II – v metadioritoidných horninách. Šupinkovité kryštáliky mikroskopických rozmerov sú max. 1×1 mm veľké, niekedy s takmer pravidelnými štvoruholníkovými obrysami, často na plôškach po pyroxénach. Má zelenú i zlatožltú farbu, je vždy pleochroický, v tých istých odtieňoch, s rudným pigmentom na plôškach niekedy paralelne usporiadaným do čiarok. Kopíruje tak štiepne trhliny pyroxénu. Elektrónová mikroanalýza potvrdila prítomnosť Fe, Mg, Mn i Al. Šupinky zhášajú rovnobežne, $N\beta = 1,6$. Dvojlom $N\beta - N\alpha$ je veľmi nízky až nulový.

Svetlá sfuda bola zistená vo viacerých vzorkách metabázitov II (vo vankúšovitých lávach), 2 vzorky. Lok. Nosice. Mikroskopické, pravidelné, štvorčekovité $0,1 \times 0,1$ mm veľké šupiny sú čire, pestrých interferenčných farieb. Miestami sú

zrníčka husto zoskupené. Geneticky súvisí s kryštaloblastézou. Šupiny svetlej sludy boli pozorované i v granitoidných horninách a v metaryolitoidných horninách rôznej genézy.

Andaluzit (rtg-analýza) bol zistený v metaryolitových horninách, 2 vzorky. Lok. Nosice. Robí zrníčka 2×2 mm veľké. Vystupuje i ako celistvá výplň v dilatačných puklinách. Na jeho plôškach (vo výbruse) je častý rudný pigment, koncentrovaný do škvŕn a zhlukov. Je číry, $N\beta - 1,64$, dvojlom $0,009$.

Cummingtonit (potvrdený rtg-analýzou i elektrónovou mikroanalýzou), 2 valúny. Lok. Vrtižer. Horniny s cummingtonitom majú svetlosivú farbu, sú mimoriadne tvrdé, drobno všesmerne zrnité, akoby monominerálne kryštalické. Cummingtonit v nich vystupuje spolu s kremeňom. Vznikli kryštaloblastézou z bázičných kryštalovitroklastických tufov až tufitov. Cummingtonit vytvára idiomorfne zrníčka (tab. XLIV) $4 \times 0,5$ mm veľké, ale i menšie, stĺpikovité, zelenosivo sfarbené, nevýrazne pleochroické, na niektorých jedincoch husto pigmentované opakným prachom. Ráz dl.+. Typické sú dvojčatné a polysyntetické až čiarkovité zrasty, niekedy krížovo prerastené (tab. XLIV). Zrníčka sú výrazne všesmerne orientované. Reliéf je vysoký pozitívny. Dominujúci vývoj majú plôšky prizmatickej zóny - 010. $N\gamma - 1,65$ až $1,70$, dvojlom - $0,022$, $C/\gamma - 10 - 15^\circ$. Elektrónová mikrosonda potvrdila zastúpenie Al, Si, Fe, Mn, a neprítomnosť Ca, Na, Mg. Podľa optických vlastností a kryštalooptických znakov ide o obsah 80–100 % gruneritovej zložky (A. N. WINCHELL – G. WINCHELL 1951) Fe cummingtonitu. Geneticky cummingtonit súvisí s termickou rekryštalizáciou bázičkej tufoidnej horniny.

Asociácia minerálov: ortit, biotit, turmalín, topás, cínovec, kremeň, ortoklas, albit a iných charakterizuje hlavne granity II, granitové porfýry a kremité porfýry. Zistená bola v bazaltoch I i v bazaltoch II.

Ortit robí idiomorfne kryštáliky 1×1 mm veľké v granite II. Je zonárny, hnedých farieb (tab. XLIII, obr. 2).

Biotit v charakteristických, lístočkovitých kryštálikoch (i vo výbrusoch) štvorcových rezov, max. $0,1 \times 0,1$ mm veľkých, je výrazne pleochroický, tmavozelených farieb, s interferenčnou sludovou irizáciou. Vystupuje v zhlukoch na plôškach magmatického biotitu a zatláča ho, alebo v šupinkách roztratených po celej hornine i v dilatačných puklinách.

Variabilný podiel tohto biotitu v hornine podmieňuje rôzne farebné odtiene granitu II i granitového porfýru. Niektoré subvulkanické granitoidné horniny sú pre vysoký podiel sekundárneho biotitu až čierne.

Turmalín bol zistený v granitovom porfýre i v kremitom porfýre ako izolované i sféroliticky koncentrované ihličkovité kryštáliky max. 1 mm veľké (na makrovzorku ako čierne body) s výraznou turmalínovou absorpciou modrých farieb. Väčšie kryštáliky – až 1 cm veľké, vytvára turmalín v efuzívnych bazaltoch I. Vypĺňa mandle i pukliny vybielených bazaltov I.

Topás vytvára tabuľkovité kryštáliky 8×4 mm veľké v žilkách spolu s turmalínom, cínovcom, kremeňom a ortoklasom v bazaltoch II. Vystupuje v puklinách i v okolo-puklinových priestoroch. Nápadný je vyšším reliéfom a nižším dvojlomom ako živce. Má rovnobežné zhaššanie a je opticky dvojosový. Ako izolované zrníčka s kremeňom a albitom sa zistil vo viacerých vzorkách bazaltov.

Cínovec sa zistil ako idiomorfne zrníčka srdiečkovitých zrastov, až 2 mm veľké (Tab. XLIII, obr. 1). V prostredí, v ktorom vystupuje, má vyšší reliéf ako chlority, amfiboly i epidotové zrníčka. $N \approx 1,8$. Je číry, s jazvovitým reliéfom a vysokým dvojlomom s pestrými interferenčnými farbami.

Uvedená asociácia poukazuje na pneumatolytickú až hydrotermálnu metasomatózu typu greisenovej metasomatózy. Vcelku minerálne zloženie magmatogénnych hornín zlepcov bradlového pásma a manínskej jednotky charakterizujú magmatické asociácie:

- a) biotit, ortoklas až plagioklas, kremeň
- b) olivín, pyroxén, plagioklas
- c) egirinaugit, oligoklas, ortoklas

Pre magmatogénne horniny je charakteristická neprítomnosť amfibolov a spinelov magmatického pôvodu v nich. Spinely zistené ako kryštaloklasty vo vápencoch valúnov (M. Mišík et al. 1981) a amfiboly v drobnej frakcii zlepcov (J. MASARYK 1980) môžu patriť pravdepodobne intrúziám granodioritu (amfiboly) a ultrabázických hornín (dunity alebo iné typy ultrabázik) aj skoršej genézy ako je väčšina hornín valúnov.

Pomagmatická minerálna asociácia celého komplexu hornín valúnov zlepcov poukazuje na vývoj v dvoch izolovaných (ale nie úplne nezávislých) regiónoch.

Región A charakterizuje minerálna asociácia hlavne bázického a kyslého vulkanizmu – magmatizmu so znakmi pomagmatogénnej minerálnej asociácie fácie anchimetamorfózy a fácie zelených bridlíc a následného granitového magmatizmu, ktorý sa uplatnil termickou minerálnou asociáciou a greisenovou minerálnou asociáciou.

Región B charakterizuje minerálna asociácia hlavne bázického magmatizmu – vulkanizmu s ultrabázickými abysálnymi i acidnými diferenciátmi a pelitmi. Asociácia s glaukofánom a lawsonitom charakterizuje pomagmatický vývoj.

Asociácia: egirinaugit, ortoklas a oligoklas neprejavuje žiadne znaky súvislosti s regiónom A alebo B.

Petrografická charakteristika magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma

Terénymi i orientačne laboratórnymi metódami sa vyčlenili dve skupiny magmatogénnych hornín – bázity a acidity.

Ako bázity sa vyradili všetky horniny farebne tmavé i tmavozelené, zelenohnedé, čierne, tmavosivé aj ich svetlejšie, hlavne okrové odtiene, niektoré afanitické, zriedkavo faneritické, hlavne faneroafanitické, so znakmi ofitickej stavby alebo všesmerne zrnité, zriedkavo hrubozrnité, prevažne stredno až drobnozrnité, zriedkavo s usmernenou stavbou, mandľovcovité i kompaktné, ale i pórovité až pemzovité so znakmi bazaltoidného dioritoidného a gabroidného charakteru alebo charakteru bezživcových hornín, ale vždy bez znakov typických pre granitoidné a ryolitoidné horniny, bez evidentného podieľu kremeňa a slúd, ale i bez znakov typických pre metamorfované a sedimentárne horniny.

Do skupiny – acidity – sa zaradili horniny svetlé, biele a svetlosivé s nádychom do ružova, do zelenava, do fialova, faneritické i afanitické, často faneroafanitické, so znakmi fluidálnej – subparalelnej textúry, alebo i všesmerne drobno až strednozrnité, so znakmi hornín granitoidných, ryolitoidných. Nie vždy ich možno jednoznačne zaradiť k hypoabysálnym, abysálnym alebo efuzívnym, ale sú bez typických znakov pre bázické (prítomnosť olivínu alebo pyroxénu), metamorfované (paralelná stavba) alebo pre sedimentárne horniny (klastogénny alebo chemogénny charakter).

Detailnou analýzou sa síce zistilo, že ojedinelé čierne horniny sú ryolitoidné a ojedinelé svetlé, svetlohnedé sú gabroidné, alebo že mnohé, takto predurčené ako magmatogénne, sú zložené (vulkanit + pelit ev. tuf) alebo i sedimentogénne (kontaktný rohovec po tufe až tufite), ale vo väčšine prípadov sa počiatočné zaradenie ukázalo ako smerodajné a pre viaceré horniny už ďalej neskúmané ako jediné možné (v prípade malých valúnov, ale i v prípade veľkých valúnov, ktoré sa pre vysokú tvrdosť horniny a tmelu nedali uvoľniť zo zlepencov).

Analýza petrografických štruktúr ukázala vzájomnú zoskupenosť valúnov magmatogénnych hornín vo vzťahu k hlbinným pozíciám vývoja hornín: abysálne – hypoabysálne, vulkanické – subvulkanické horniny; a vo vzťahu k pomagmatickým alteračným až metamorfizujúcim pochodom: magmatogénne – kontaktné termicky metamorfované horniny za podmienok vysokých teplôt a nízkych tlakov; magmatogénne – prikontaktné metasomaticky metamorfované (greisenizované) za podmienok pneumatolytickej metasomatózy a za podmienok hydrotermálnej metasomatózy; magmatogénne – regionálne metamorfované za podmienok nízkého tlaku a nízkych teplôt; magmatogénne – regionálne metamorfované za podmienok vysokého tlaku a stredných teplôt.

Analýzou druhoradých – xenolitových štruktúr sa vyčleňujú skupiny valúnov zodpovedajúce vzájomnej postupnosti vývoja vulkanických hornín: vulkanity skoršie – I, vulkanity neskoršie – II a skupiny viacerých efúzií starších vulkanitov – Ia, Ib.

Minerálne zloženie v petroštruktúrnych celkoch i v skupinách skoršieho a neskoršieho vývoja indikuje tieto pravdepodobné formačné i faciálne skupiny hornín v zdrojovej oblasti:

biotit–ortoklas–alotriomorfný kremeň

biotit–ortoklas–alotriomorfný kremeň

biotit–ortoklas–idiomorfný kremeň

turalmín–biotit s fluórom–cínovec–topás

andaluzit–kremeň

cummingtonit–kremeň

chlorit–turalmín–albit–epidot–zoisit–pumpellyit–prehnit–chlorit–kalcit a i.

intruzívny granitoidný magmatizmus – granity skoršie I

magmatovulkanogénna granitoidná formácia – granitu neskoršieho II

fácia greisenizácie genetická väzba na granitoidy II; uplatnenie na vulkanitoch I a II

kontaktná termická metamorfóza ryolitoidných tufových i tufitových hornín kontaktná termická metamorfóza bázických tufoidných hornín v podmienkach fácie amfibolových rohovcov

regionálna dynamotermálna anchimetamorfóza i metamorfóza vulkanoaciditov a vulkanopelitov za podmienok fácie zelených bridlic

V celom komplexe skúmaných hornín sa vyčlenili: horniny granitoidné, ryolitoidné, bazaltoidné, tešinitoidné, trachyandezitoidné, greisenové metasomatity, kontaktne metamorfované acidity, kontaktne metamorfované bázity, regionálne metamorfované acidity, regionálne metamorfované bázity.

Granitoidné horniny

Granit biotitický skorší — I. Lok. Divinka, Nosice, Podvázie, Oravský Podzámok. Hornina je drobno — až strednozrnitá s alotriomorfným kremeňom, idiomorfnými a hypidiomorfnými živcami, idiomorfným i alotriomorfnými šupinkovitým biotitom. Farba je sivo-bielo-hnedá. Niektoré valúny sú nápadné väčším podielom biotitu, iné menším. To sa prejavuje i na farbe horniny. Štruktúra horniny je hypidiomorfná, typická granitová. Priemerné zloženie z 10 valúnov rôznych lokalít:

biotit 37 %

živce 35 %, ortoklas 27 %

kremeň 32 %.

Biotit hnedopleochroický, 3–7 mm veľký, často s uzavreninami zirkónu, ojedinele na okrajoch chloritizovaný. Zastúpené živce zodpovedajú oligoklas — andezínu — An_{23} s kaolinizovanými až sericitizovanými centrálnymi časťami zrníčok, i ortoklasu. Zastúpený je i mikroklín. Popri alotriomorfnom kremeni sa našli zrníčka kremeňa v plagioklasoch. Hornina má charakter autometasomatizovaného granitu. Ekvivalent tohto typu granitu porfyrického vývoja nebol zistený.

Granit vystupuje v zlepenkoch ako valún. Jeho granitová povaha i charakter biotitického granitu s čerstvým biotitom sú dané práve podielom a vlastnosťami hnedého biotitu. Obdoba tohto typu granitu sa našla i ako valún zlepenca (zlepence v zlepenkoch) i ako xenolit — ostrohranný úlomok vo valúne efuzívnej ryolitovej horniny.

Granit biotitický neskorší II. Lok. Divinka, Branč, Oravský Podzámok, Podvázie, Veľká Udiča. Hornina je drobno až strednozrnitá, rôznych farebných odtieňov: svetlosivá, zelenavá, naružovelá, ale i tmavosivozelená. Od granitu I sa nápadne líši nedostatkom šupiniek hnedého biotitu. Tmavá zložka granitu II sa koncentruje do zhlukov makroskopicky nevýraznej a nerovnorodej povahy. Štruktúra horniny je hypidiomorfná, typická granitová s idiomorfným biotitom, hypidiomorfnými i alotriomorfnými živcami a alotriomorfným kremeňom. Biotit nebol zistený čerstvý. Šupinky sú úplne zatláčané až likvidované. Na ich plôškach vystupujú šupinky chloritu a biotitu, menšie ako 0,1 mm. Usporiadané sú v zhlukoch. Biotit dominuje nad chloritom. Je výrazne pleochroický, zelený až zelenočierny — zelený až zelenožltý. Rezy 110 sú charakteristické štvorčekovité šupinky. Vystupujú na

plôškach magmatického biotitu v zhlukoch, v interstíciách zrníčok, alebo ako zelené povlaky na stenách dilatačných puklín. Živce sú polysyntetické, oligoklas – andezíny An_{27-31} a ortoklas. Okrem magmatického alotriomorfného kremeňa je hojný i sekundárny kremeň ako granulát. V tomto granite sa zistil zirkón ako magmatická akcesória, ortit hnedoružový, zonárny, s okrajovými epidotovými lemami a minerály rudnej povahy. Podiel sekundárnych minerálov biotitu, ortitu, kremeňa, ortoklasu a albitu je v rôznych valúnoch menlivý. Ich podiel a zastúpenie podmieňuje rôzne farebné odtiene valúnov i odlišnú sekundárne podmienenú zrnitosť, ktorá prekrýva primárnu porfyrickú štruktúru. Vzorky tmavozelené obsahujú vyšší podiel zeleného (sekundárneho biotitu) ako vzorky svetlozelené alebo sivé. Ružové škvrny, prípadne nádych na vzorkách sú spôsobené sekundárnym ortoklasom, niekedy i ortitom; škvrny modravé indigolitom.

Nezistil sa granit s čerstvým biotitom. Sekundárna asociácia minerálov dosahuje 17–35 %. Vo vzorkách sa zatiaľ nezistil ani greisen, prípadne ultragreisen (kremeň + svetlá sluda).

Granitový porfýr. Lok. Divinka, Oravský Podzámok, Podskalie, Trstená, Branč. Horniny sú svetlé, s ružovým i zelenkavým nádychom, drobnozrnité, podľa vzhľadu granitoidné, nevýrazne porfyrické. Štruktúra je holokryštalická porfyrická. Výrastlice, 20–30 %, tvorí ortoklas i oligoklas An_{17-21} a základnú hmotu, 80–70 %, tvorí ortoklas a kremeň. Živcová zložka je v prevahe. V niektorých vzorkách sa zistila písmenková štruktúra základnej hmoty. Biotit je úplne chloritizovaný a živce argilizované i sericitizované. Častý je sekundárny biotit, obdoba zeleného biotitu s fluórom, zastúpený podstatne menej ako vo vzorkách granitu II. Vystupuje ako roztratené štvorcové šupinky i ako výplň nepravidelne rozložených puklín v hornine. Sekundárny kremeň vystupuje ako granulát v každej hornine. V tomto type granitu bol zistený turmalín ako izolované, max. 5 mm veľké ihličky alebo zhluky ihličiek. Má výraznú turmalínovú absorpciu. Zatláča v šmuhách a nepravidelných prúžkoch primárnu asociáciu.

Kremitý porfýr. Lok. Oravský Podzámok, Nosice, U Škulcov. Hornina svetlá, drobnozrnitá, podľa vzhľadu granitoidná a veľmi podobná granitovým porfýrom. Na rezných plôškach vzoriek sú nápadné živce a zrníčka kremeňa, 2–4 mm veľké porfyrické výrastlice. Štruktúra je porfyrická, základná hmota holokryštalická. Výrastlice, 20–30 % robí korodovaný kremeň, ortoklas, oligoklas An_{17-26} a biotit. Základná hmota, 70–80 %, je z ortoklasu a kremeňa. Zatláčaná je sekundárnou asociáciou: kremeňom, zeleným biotitom, turmalínom, indigolitom a sericitom. Akcesorický je magnetit a iné rudné minerály, ojedinele zirkón.

Metasomatit po kremitom porfýre. Lok. Beňov. Hornina je tmavosivá až čierna, drobnozrnitá až afanitická, mastne lesklá, vyzerá ako bázity. Štruktúra je reliktná vitrofirická, s naloženou granolepidoblastickou štruktúrou. Dobré sú zachované výrastlice korodovaného kremeňa a čiastočne tabuľkovité kryštáliky ortoklasu. Pôvodná – sklovitá základná hmota je úplne rekryštalizovaná. Zachované sú sekundárne perlitové, osmičkové odlučné trhliny odrážajúce amorfný vývoj. Základnú hmotu i časť výrastlíc živcov prerastajú šupinky sekundárneho biotitu a granulát kremeňa.

Biotit je obdobný ako v granite II, granitovom porfýre a kremitom porfýre.

Ryolitoidné horniny

Z acidných vulkanitov najčastejšie vystupujú ryolity, zriedkavejšie dacity alebo prechodné typy.

Ryolity sú horniny svetlej farby, rôznych odtieňov: sivobiele, naružovelé, nazele-nalé, fialové až hnedofialové. Sú veľmi tvrdé. Majú porfyrickú vitrofirickú štruktúru a fluidálnu, niektoré pórovitú textúru. Výrastlice dosahujú až 30 % podielu. Robí ich kremeň, živce a biotit. Biotit a živce sú úplne rekryštalizované. Po biotite sa len zriedkavo nájdú chloritizované šupinky, hlavne limonitové povlaky, zrníčka sekundárneho magnetitu a kremeňa – kvarcinu. Živce (ako aj kremeň a biotit) majú zachovanú primárnu magmatickú pozíciu, morfológické tvary i paraklázovú štiepnosť. Sú úplne metasomatizované albitom, často šachovnicovým albitom, prípadne i kremeňom a uhličitanmi. Zachované znaky primárneho vývoja zodpovedajú vo väčšine prípadov ortoklasu a oligoklasu. Základná hmota je devitrifikované, sféroliticky rekryštalizované vulkanické sklo niekedy metasomaticky zatláčané šupinkami svetlej sfudy, albitom a kremeňom. V prostredí prevažne sekundárnych minerálov sú nápadné primárne magmatické akcesórie a idiomorfne kryštáliky zirkónu. Ojedinele bol v niektorých vzorkách identifikovaný i scheelit. V prípade pórovitej textúry majú póry štrbinovitý tvar a sú vyplnené kryštálikmi albitu.

Medzi ryolitmi sa dajú odlíšiť tri vývojové typy. Ryolit Ia je nápadný i makroskopicky – na povrchu valúnov alebo na rezných plôškach (tab. XII – tab. XV) vysokým podielom cudzorodých uzavrenín (xenolitov) ostrohranných úlomkov preexistujúcich hornín, ktoré boli pri erupciách strhávané a uchované bez nápadných zmien v prúdoch láv. V týchto úlomkoch sa zistili: granitová hornina s chloritizovaným biotitom, alotriomorfným kremeňom a sericitizovanými až argilizovanými živcami; bazaltová hornina s ofitickou, sideronitovou štruktúrou – tieto úlomky sú vždy nápadné ako čierne horniny v svetlých ryolitoch; grafitická bridlica – drobnozrnitá hornina so subparalelnou bridličnatou textúrou, kremencová hornina, kvarcitická hornina, bridličnatá – muskovitovo-kremenná hornina, uhličitanová hornina. Úlomky hornín nevykazujú známky vysokého opracovania, sú prevažne ostrohranné, ale ich rôznorodosť poukazuje na to, že boli súčasťou sedimentárnych polôh, ale i súčasťou vulkanických prúdov. Na styku s lávovou horninou, v ktorej sú uzavreté, nejavia znaky premien. Vápencové horniny sú rekryštalizované. Tento typ ryolitu je nápadný i pórovitou textúrou s kryštálikmi albitu v póroch.

Úlomky tohto typu ryolitu sú ako xenolity uzatvorené v neskorších lávových ryolitoidných horninách – Ib.

Neskoršie ryolitoidné horniny Ib. Lok. Nosice, Veľká Udiča, Podskalie, Oravský Podzámok, Trstená. Makroskopicky sa nelíšia od ryolitov Ia. Mikroskopicky sú v týchto horninách zachované reliktly fluidálne vitrofirickej štruktúry, o niečo menší podiel porfyrických výrastlíc a ako xenolity v nich sú nápadné úlomky ryolitoidných hornín Ia. V niekoľkých horninách sa zistili i xenolity uzatvorené v ryolitoch Ia. Tieto majú pomerne vyšší podiel, 30–40 %, porfyrických výrastlíc: kremeňa, živcov a biotitu. Živce a biotit sú úplne metasomatizované.

Vo všetkých vzorkách s ryolitoidnými znakmi sú živce albitizované, biotit chloritizovaný a korodovaný kremeň je neporušený. Základná hmota, primárne sklovitá,

s vysokým podielom mikrolitov a s fluidálnym usporiadaním týchto mikrolitov, je rekryštalizovaná, zatláčaná šupinkami sericitu až muskovitu, ale i idiomorfnými zrnčkami albitu a izometrickými zrnčkami kremeňa. Rudný pigment je primárny.

Pre porušenú magmatickú minerálnu asociáciu, hlavne živce a biotit, sú tieto horniny označované ako ryolitoidy, prípadne i metaryolity, tiež metaferoryolity (ryolitový charakter a podiel výrastlíc: kremeň, ortoklas, biotit). Variabilný podiel porfyrických výrastlíc, 11–27 %, nedosahuje nevaditový charakter. Vzorky s obdobnými štruktúrami, ale nižším podielom kremeňa, vyšším podielom ortoklasu ako kremeňa a vyšším podielom oligoklasu ako ortoklasu vo výrastliciach, zodpovedajú metaferoryodacitom. Tieto sa zistili na tých istých lokalitách.

Vzorky valúnov s porfyrickými výrastlicami úplne metasomatizovaných pyroxénov a živcov (zachované idiomorfne obrysy) a korodovaného kremeňa – výrastlice nepresahujú 11 % – s rekryštalizovanou sklovitou základnou hmotou (lok. Divinka, Podvázie) zodpovedajú metaferodacitom.

Lávové ryolitoidné horniny – ryolity viacerých efuzií, ryodacity, dacity – vo valúnoch, ani na rezných plôškach sa nerôznia. Mikroskopická stavba je obdobná, zloženie variabilné a prechodné.

Ryolitoidné horniny s ignimbrítovou stavbou sa našli v Považskom Chlmcí a na Orave (M. ŠIMOVA–M. KRIVÝ 1976), v súčasnosti na lok. Podvázie, Vrtižer, Nosice. Sú to horniny sivé, zelenavé, ružové. Sú mimoriadne tvrdé, s nápadnými efuzívno-explozívnyimi štruktúrnymi znakmi, s globulárnou stavbou, s ryolitovým, ryodacitovým i dacitovým zložením výrastlíc a dominantným zastúpením vulkanického skla – úlomkov i pseudoúlomkov, úplne rekryštalizovaného. Živce i biotit vo výrastliciach sú úplne rekryštalizované, hlavne kremeň je často angulárne rozklastovaný. Časté sú akcesórie zirkónu. Ojedinelý pyroxén v niektorých vzorkách je úplne rekryštalizovaný – zachované sú jeho idiomorfne tvary. Horniny majú zachované relikty po magmatickej fumarolovej asociácii. Metamorfogénny je hematit, albit, chlorit, sericit, kalcit, kremeň i zeolitové (?) minerály. Niektoré vzorky sú sfarbené nápadne do ružova (hematit), niektoré do zelenava (sericit, chlorit), niektoré do bielorúžova (albit, uhličitaný a pod.).

Ryodacitoidné horniny s textúrou „fjamé“, lok. Divinka, Brvnište, sa našli ako ojedinelé valúny. Horniny sú tvrdé, na rezných plôškach nerovnorodé. Štruktúra je porfyrická. Výrastlice – (7 %) kremeň a živce. Prevládajúca časť horniny je nerovnorodá klastolávová masa, miestami šlírová, s kremenno-živcovou výplňou, so znakmi spekania i šokovej kryštalizácie (kostrovitý vývoj). Vo vzorke z Divinky boli v nich zistené i xenolity bazických efuzívnych hornín.

Ryolitoidný tufit – lok. Nosice. Valún červenohnedý až hnedý, drobnozrnitý, faneritický. Hornina je veľmi tvrdá. Štruktúra litokryštaloklastická s hematitovým tmelom. Úlomky hornín: ryolitové sklá – 70 %, úlomky kremeňa, kremenca, pelitických hornín – 5 %, hematitický tmel – 25 %.

Bazaltoidné horniny

Z bazických vulkanitov sú najpočetnejšie zastúpené bazalty. V celej skupine bazaltov možno odlišiť dve geneticko-vývojové skupiny bazaltových hornín – I a II.

Bazalty I: Do skupiny bazalty I sa radia, už podľa makroskopického vzhľadu nápadne odlišné od ostatných, horniny s prevládajúcim podielom živcovej zložky. Sú hruboporfyrické, s porfyrickými výrastlicami 2–5 cm, ale i 5–8 cm veľkých živcov, ofiticky (podľa vzhľadu) usporiadaných, ale i strednozrnité až afanitické, vždy s prevládajúcim podielom živcovej zložky. Sú zelenavé, čierne, čiernohnedé, červenohnedé (farba základnej hmoty), pórovité i mandľovcovité.

Podľa vzhľadu i zloženia ide o obdoby hornín bazaltov, tzv. melafýrov, známych zo súvislejších polôh permuchočského príkrovu (napr. Nízke Tatry, Malé Karpaty).

Je to skupina hornín so širokou škálou štruktúr. Zastúpené sú štruktúrne variety holokryštalické i hemikryštalické, s čiastočným alebo prevládajúcim podielom vulkanického skla rekryštalizovaného a metasomaticky zatláčaného chloritom a magnetitom.

Časté sú štruktúry intersertálne, sideronitové (arborescentné, dendritoidné – kostrovitý vývoj) raz mikro-, inokedy makroporfyrického vývoja. Vývoj porfyrických výrastlíc živcov je v prípade mikro- i v prípade makrorozmerov pre celú túto skupinu bazaltov mimoriadne charakteristický. Je poznačený postupnosťou vývoja živcov vo vzťahu k ostatným výrastliciam, aj hĺbkovou úrovňou a dobou, počas ktorej zotrvala na tejto úrovni magmatická tavenina, z ktorej sa horniny vyvíjali (pozri petroštruktúry hornín). Ide o špeciálny pseudoofitický vývoj. Štruktúrne variety s podielom vulkanického skla (efuzívny pôvod) majú raz mandľovcovité, inokedy nemandľovcovité textúry. U neefuzívnych hornín valúnov neboli zistené miarolitické stavby. U niektorých efuzívnych, ako to potvrdzujú viaceré valúny, boli zistené hyaloklastitové štruktúry – textúry.

Rôzne štruktúrne i textúrne variety bazaltov I vykazujú i variabilitu v modálnom obsahu. Sú to horniny jednoduchého primárneho zloženia: olivín–pyroxén–živce. Zastúpené sú minerálne variety olivínové a bezolivínové. V oboch prípadoch sa na intratelurický vývoj viaže vždy pyroxén. Živce majú vo väčšine prípadov pseudoporfyrický charakter. Zachovaný primárny charakter týchto súčiastok nebol zistený. Majú však výborne zachované morfológické tvary a stopy po odlučnosti. Olivín a pyroxény sú pseudomorfované chloritom, serpentínovými minerálmi, uhličitanmi, magnetitom, hematitom a často i kremeňom. Živce sú väčšinou albitizované plagioklasy. Často sú lištovité a polysynteticky dvojčatne lamelované, nikdy nie zonárne. Vo viacerých vzorkách sú albitizované živce zatláčané ilitom a šupinkami svetlej sfúdy.

V základnej hmote týchto hornín dominujú šupinky chloritových i serpentínových minerálov, zrníčka albitu, magnetitu, prípadne i kremeňa. Zriedkavé sú minerály epidotovo-zoisitovej skupiny. Výplň mandlí hornín tejto skupiny tvorí chlorit, epidot, kalcit. V niektorých vzorkách (lok. Divinka) bol zistený v mandliach stebelnatý turmalín. Bol v nich pozorovaný ako izolované kryštáliky, ako zhluky kryštálikov, i ako žilky v hornine. Zhluky kryštálikov sú viditeľné i na povrchu valúnu. Takéto vzorky sú nápadne vybielené, žltobiele a niekedy i prekremenené. Časté sú variety: olivínické, bezolivínické, kompaktné, mandľovcovité, pórovité, porfyrické, afyrické, intersertálne, hyaloklastované, hyalopylitické, sideronitové a ich rôzne variety.

Tieto variety vystupujú hlavne ako izolované valúny na všetkých lokalitách (lok.

1 – lok. 60). Zistili sa i ako xenolity v ryolitoidných horninách, ako klasty v tufitoidných ryolitoidných horninách (lok. Nosice), ale aj ako valúniky menšie ako 0,3 mm, v miniatúrnych polohách i v xenolitoch zlepcov v hyaloklastitových lávach i v metabazaltoch a v metapyroxenitoch (tab. XXXII, obr. 1, 2; tab. XXXI, obr. 1).

Bazalty II. Ako bazalty II sa vyčlenili horniny sivozelenohnedej farby, bez znakov bazaltov I, bez tzv. melafýrového vzhľadu, hlavne bez nápadného, prevládajúceho živcového podielu a bez sideronitových štruktúr základnej hmoty, ale pórovité i mandľovcovité, faneritické a afanitické, hemikryštalické a holokryštalické, ofitické a intersertálne.

Na základe minerálneho obsahu sa horniny tejto skupiny nápadne líšia. Možno medzi nimi vyčleniť horniny bez glaukofánu a lawsonitu – bazaltoidné II_A; a horniny s glaukofanom a lawsonitom – bazaltoidné II_B.

Horniny skupiny II_A, podobne ako bazalty I, majú jednoduché primárne minerálne zloženie: ± olivín, pyroxén, plagioklasy. Zastúpené sú typy olivínické i bezolivínické. Výrastlice sú olivín, pyroxén a živce. Tieto minerály vystupujú i v základnej hmote. Ani v horninách tejto skupiny sa nenašli zachované. Olivín je úplne metasomatizovaný. Zo zastúpených sekundárnych minerálov sa dá usúdiť, že sú zastúpené rombické (zatláčajú ich serpentínové minerály) i monoklinické pyroxény (zatláčajú ich uhličitanové minerály).

Popri dobre zachovaných obrysoch kryštálikov magmatického štádia vývoja, a tak i vzájomných primárnych vzťahov, je charakteristické pre tieto horniny zastúpenie sekundárnych minerálov – chloritu, serpentínu, uhličitanov, magnetitu a iných rudných, minerálov ale aj epidotu, zoisitu, aktinolitu, pumpellyitu, prehnitu a iných.

Viacere vzorky tejto skupiny majú takmer zhodné vlastnosti s niektorými vzorkami zo skupiny I. Ich zatriedenie sa podarilo len na základe chemizmu. Viacere vzorky sa však ani na základe chemizmu nedali jednoznačne charakterizovať.

Horniny tejto skupiny sa líšia podielom reliktov po magmatických mineráloch (fantómov) i podielom sekundárnych až metamorfogénnych minerálov. Zistili sa na všetkých skúmaných lokalitách.

Vo viacerých vzorkách tejto skupiny sa zistili prejavy následného granitoidného magmatizmu (lok. Divinka): rohovcovanie, greisenizácia, žilky s greisenovou asociáciou minerálov i rohovce po tufitoidných horninách (lok. Vrtižer). Na základe týchto znakov bazaltoidné horniny skupiny II_A sa zaraďujú ako predgranitové (skoršie ako granity II, ale neskoršie bazaltoidné vo vzťahu k bazaltom I, tzv. melafýrom).

Horniny skupiny II_B charakterizuje prítomnosť modrého amfibolu a lawsonitu pri čiastočne zachovaných štruktúrach a fantómoch po mineráloch magmatického štádia vývoja hornín.

Podľa vzhľadu sú tieto horniny nenápadné na obsah uvedených minerálov, ale od predošlých bazaltoidných sa líšia. Sú zväčša afanitické, tmavosivé i sivohnedé, väčšinou bez (podľa vzhľadu) živcovej zložky. Sú v nich zastúpené typické (kritické) metamorfogénne minerály, preto sa označujú i ako metabazalty.

Do tejto skupiny sa zaraďujú viaceré horniny valúnov, v ktorých sa zistil glaukofán a lawsonit. Sú to: metabazalt s hyaloklastitovou stavbou, metabazalt s ofitickou stavbou, metagabrobazaltový porfyrit, metakeratofýr, metapyroxenit, metavápence

s glaukofánom a lawsonitom, metakremence hematitové s glaukofánom a lawsonitom, metavulkanopelity, metatufitoidné horniny s glaukofánom a lawsonitom a pod.

Metabazalt s hyaloklastitovou stavbou s glaukofánom a lawsonitom – lok. Nosice

Valún guľovitý 8×7×7 cm. Hornina zelená až zelenočierna, afanitická. Preniká ju, podľa vzhľadu žilka, sivobiela, 0,8 cm mocná, s kremenno-uhličitanovou výplňou. Na reznej plôške je nápadné, nerovnorodé vlnkovanie. Hornina je tvrdá, rozpadavá až po prudkom údere. Štruktúra je reliktná, hyaloklastová – vankúšovitá, zatláčaná granolepidoblastickou – tab. VII, obr. 1. Vo výbruse je vidieť zelenohnedé pelagonitizované zvyšky po báziickom vulkanickom skle, šupinky chloritu, šupinky svetlej sludy (paragonitu), idiomorfne kryštáliky lawsonitu, zrníčka kremeňa, magnetitu, chloritu a stebelnatý pleochroický (modrý-fialový-zelenomodrý) glaukofánový amfibol.

Zdanlivá žilka je miniatúrna poloha (šlír) zlepcov s prechodom do kremenca (tab. XXXI, obr. 1.). V zlepcovej časti sa zistili valúniky 0,01–0,1 mm veľké: bazaltoidné horniny s ofitickou, sideronitovou stavbou (B I), grafitický fylit, muskovitický svor s turmalínom, vápence, šupinky svetlej sludy, zrníčka ostrohranného (alotriomorfneho) kremeňa, pelitická hornina, aktinolitická hornina po tufe, klenčové idiomorfne zrná – perimorfne lemy sideritu okolo jadier kalcitu. Tmel týchto valúnikov a úlomkov je kryštalický vápenc. V kremencovej časti miniatúrnej polohy je nápadná mozaiková stavba. Zistilo sa v nej i jedno zrníčko rutilu. Vápencový tmel i kremencová časť sú rekryštalizované, pravdepodobne v dôsledku lávového tepla. Relikty po magmatickom vývoji + poloha zlepcov – 60 %, glaukofán – 15 %, chlorit + svetlá sluda + kremeň – 25 %.

Metagabrobazaltový porfyrit s glaukofánom a lawsonitom – lok. Podvážie I, Považská Bystrica – zväžnica

Valún guľovitý, 10×8×8 cm. Hornina je tmavosivozelená, veľmi tvrdá, faneriticko-afanitická. Okom sú rozlíšiteľné, 1–2 mm veľké okrovoružové zrníčka granátov. Textúra je celistvá. Štruktúra reliktná, porfyrická, ofitická, zatláčaná granonematolepidoblastickou. Štruktúrne reliktky až 1 cm veľkých pyroxénov, 0,5 cm veľkých živcov, olivínu a kostrovitého, leukoxenizovaného Ti-magnetitu. Dominujúce zastúpenie má glaukofán, epidot, zoisit, lawsonit, menej chlorit, svetlá sluda a opakné zrníčka. Granát s prevahou almandínovej zložky (M. ŠTMOVÁ – E. ŠAMAJOVÁ 1981). V hornine sa zistili i rombické a monoklinické pyroxény.

Hornina odráža zložitý vývoj. Minerály magmatického štádia sú z veľkej časti rekryštalizované. V centrách neskoršie vyvinutých minerálov sú chloritizované, serpentinizované a limonitizované zvyšky magmatických olivínov i pyroxénov. Živce sú úplne rekryštalizované.

Granatizácia a glaukofanizácia predstavujú po sebe nasledujúce metamorfogénne pochody. Granatizácia súvisí s porušením stability živcov (proces eklogitizácie) a glaukofanizácia prebehla pravdepodobne (M. ŠTMOVÁ 1981) po vývoji granátu (retrográdna metamorfóza).

Vzorka sa použila na identifikáciu granátu, pyroxénov, lawsonitu, rudných minerálov a minerálov epidotovo-zoisitovej skupiny.

Metakeratofýr s glaukofánom a lawsonitom – lok. Považský hrad

Valún diskovitý, $2 \times 7 \times 4$ cm. Hornina je faneritická, drobnozrnitá, okom nerozlišiteľné súčasti. Je sivohnedá, svetlá, na reznej plôške vrstvičkovaná, podľa vzhľadu tufová až tufitoidná hornina. Na reznej plôške zrníčka 2×2 mm veľké pripomínajú výrastlice živcov. Štruktúra je reliktná, porfyrická – vitrofyrická, rekryštalizovaná granolepidonematoblastickou. Zachované sú morfológické obrysy i pozícia intratekturických živcov. Živce sú úplne rekryštalizované nepomerne menšími, stĺpkovými kryštálkami lawsonitu. V hornine sa zistil hlavne kremeň, glaukofán a lawsonit. Zastúpené sú šupinky svetlej sludy, albitu, chloritu, zrníčka rudnej povahy i epidotovo-zoisitové minerály. Vrstvičkovanie, nápadné na makrovzorke, sa vo výbruse prejavuje striedaním prevažne mozaikového kremeňa a polôh s reliktmi po živcoch. Vzorka sa použila na identifikáciu lawsonitu (M. ŠIMOVA–E. ŠAMAJOVÁ 1982) a glaukofánu.

Metavulkanopelit s glaukofánom a lawsonitom

– lok. Nosice – priehradný múr

Valún tabuľkový, $7 \times 8 \times 1$ cm. Hornina je sivohnedozelená, faneriticko-afanitická. Štruktúra je reliktná pelitická, textúra subparalelná, granonematolepidoblastická. V hornine je lawsonit, glaukofán, kremeň, šupinky chloritu, zrníčka chalkopyritu. Vulkanická časť je rekryštalizovaná. Kremeň – 32 %, albit – 18 %, lawsonit – 35 %, chlorit + rudný pigment a iné – 15 %. Vzorka použitá na identifikáciu lawsonitu (M. ŠIMOVA–E. ŠAMAJOVÁ 1982) a glaukofánu.

Metapyroxenit s glaukofánom a lawsonitom – lok. Podvázie

Valún – nepravidelný kúsok – tab. III, obr. 4, $7 \times 5 \times 5$ cm, sivej až bielej farby, vzhľadu brekcie, krehký, ale súdržný. Hornina je afanitická. Štruktúra reliktná, prizmaticky zrnitá, zatlačaná lepidogranonematoblastickou. Minerály – reliktky po prizmatických magmatických rombických pyroxénoch a izometrickom melanitoidnom, zonárnom granáte. Metamorfogénne: chlorit, glaukofán, epidot, zoisit, titanit, albit, oligoklas.

V hornine sa zistili šlíry zlepcov – tab. XXXII, s reakčnými lemami termickej rekryštalizácie. V zlepcoch sú zastúpené: valúniky $0,5 \times 0,1$ mm, kryštálického vápenca a iných vápencov, ostrohranné úlomky kremeňa i úlomok idiomorfneho kremeňa, valúnik fylitu s muskovitom a grafiticko-kremennej horniny. Tmel je peliticko-uhličitanový.

Hornina má znaky pomagmatickej serpentizácie a následnej glaukofanizácie.

Šlíry, xenolity – 6 %, granát magmatogénny – 1 %, opakné minerály – 5 %, reliktky magmatického i pomagmatického vývoja – 18 %, epidot + lawsonit – 7 %, glaukofán – 62 %.

Vzorka použitá na identifikáciu oligoklasu a kontaktne termickej metamorfózy.

Metavápence s glaukofánom a lawsonitom – lok. Podvázie

Valún $7 \times 7 \times 5$ cm, subangulárny, sivý až sivobiely, faneritický až afanitický, nerovnorodý. Na reznej plôške je subparalelné usporiadanie svetlejších a tmavších čiarkovitých – šlirových polôh i vráskovanie a brekciovitá stavba a vyhojovanie kryštalicými uhličitanmi.

Štruktúra granonematoblastická. Kryštalicý vápenec a pigment – 75 %, glaukofán – 15 %, lawsonit – 10 %.

Metatufit – glaukofanit s glaukofánom a lawsonitom
– lok. Orlové – lesná cesta

Valúnik $1 \times 7 \times 5$ cm, plošký, sivý. Hornina afanitická, štruktúra nematoblastická, čiastočne reliktná – litoklastická. Relikty – 3 %, lawsonit – 7 %, chalkopyrit + hematit – 5 %, glaukofán – 85 %.

Metabazalt s glaukofánom a lawsonitom
– lok. Podvázie, Považská Bystrica – zväžnica

Valúny $4 \times 5 \times 6$ cm, guľovité. Na reznej plôške relikty po ofitickej stavbe. Štruktúra je reliktná ofitická, zatláčaná granonematolepidoblastickou. Minerály: chlorit + kremeň + epidot + prehnit + albit – 75 %, glaukofán + lawsonit – 25 %. V hornine je nápadná rekryštalizačná žilka s kremeňom, albitom a epidotom.

Metakremenec s glaukofánom a lawsonitom
– lok. Považská Bystrica – zväžnica

Valún $7 \times 4 \times 3$ cm. Hornina je sivá, faneritická až afanitická, na reznej plôške sú zrníčka vráskovo usporiadané. Štruktúra je klastická, úlomky kremeňa mozaikovo rekryštalizované. Miestami sú zachované relikty s ostrohrannými úlomkami kremeňa a dotykového pelitického tmelu. Rudný pigment a idiomorfne kryštáliky magnetitu a šupinky hematitu, steblá glaukofánu a lawsonitu sú usporiadané paralelne s ramenami vrásky – tab. XXIX, obr. 2. Kremeň – 45 %, glaukofán + lawsonit – 20 %, rudné minerály – 35 %.

Metagabro s glaukofánom a lawsonitom
– lok. Podvázie

Valúny $10 \times 10 \times 15$ cm i nepravidelné kusy odštiepené z väčších valúnov ťažko uvoľniteľných zo zlepencových odkryvov. Hornina zelenomodrá, zelenohnedá, faneritická, hrubozrnitá – 5–10 mm veľké zrníčka so stopami po pyroxénoch. Štruktúra reliktná poikilofitická až poikilitická. Primárne zloženie úplne zatlačené. Podľa morfológie sa dajú identifikovať: olivín, pyroxény, živce a rudné minerály. Metamorfogénne: granát – 2–15 zrníčok v jednom výbruse (menlivý obsah),

chlorit, epidot, glaukofán, lawsonit. Glaukofán dosahuje 10–55 % (menlivý podiel vo viacerých výbrusoch). Jeho vývoj je špecifický, niekedy vidieť len modré až modrofialové povlaky na mineráloch magmatickej asociácie. Tab. XXVIII.

Metadroba s glaukofánom

– lok. Nosice

Valún guľovitý $8 \times 8 \times 5$ cm, hornina nerovnorodá, na reznej plôške vidieť klástickú stavbu s bližšie okom neurčiteľnými minerálmi. Štruktúra reliktná – psefitická, zatláčaná granonematoblastickou. Niektoré klasty sú izometrické so znakmi porfyrickej zrnitej štruktúry, iné so znakmi rovnomerne zrnitej štruktúry pravdepodobne granitoidnej horniny s bližšie neurčiteľným obsahom. Ako podstatný minerál v hornine je glaukofán a kremeň, menej šupinky svetlej sludy, chloritu a rudné zrníčka. Glaukofán v stĺpkovitých kryštálikoch, ihličkovitý až vláskovitý, je výrazne všesmerne orientovaný. Na niektorých, pravdepodobne živcových zrníčkach, je narastený ako spleť ihličiek. Ščasti má obdobné vlastnosti ako v predchádzajúcich vzorkách, ale genéza je odlišná. Tab. XXVII, obr. 2.

Metabazaltové kryštalohtyaloklasy s glaukofánom

– lok. Podvázie, Nosice

Valún $9 \times 4 \times 1$ cm. Hornina je zelenohnedá, afanitická, nevýrazne subparalelne usmernená. Štruktúra je reliktná, kryštaloklastická, zatláčaná lepidonematogranoblastickou. Kryštálové relikty zodpovedajú pyroxénom. Sú nápadne subparalelne usporiadané. Ich primárna povaha nie je zachovaná. Ako podstatné sú v hornine: šupinky chloritu, zrníčka kalcitu, aktinolit, kremeň a rudné minerály. Zrníčka pyroxénov sú rekryštalizované kalcitom. Glaukofán – 3 %. Hornina má povahu kryštálového bahna so znakmi fluidálnej stavby.

Gabroidné horniny

Okrem uvedených gabroidných hornín s glaukofánom a lawsonitom sa našli valúny saussuritizovaného gabra – lok. Brvnište, Prosné, Nosice, Valúny sú okrovožlté, hornina faneritická, drobnozrnitá. Štruktúra poikilitická so zachovanými tvarovými reliktnými a stopami po štiepatelnosti pyroxénov, olivínu a živcov. Dominujúce sú šupinky serpentínových minerálov, chlorit, kalcit a zoisit.

Dioritoidné horniny

Valúny dioritoidných hornín sa zistili na lok. Milochovo, Podvázie I, Orlové – hrad, Orlové – lesná cesta, Nosice I, Nosice – priehradný múr, Nosice III, Považský Chlmec, Podvázie. Vzhľadom sa horniny veľmi podobajú, sú sivozelené, okrovo sfarbené, stredne až drobnozrnité. Dokonale oválne valúny sa našli i väčšie – veľkosti päste, i ako guľky – $2 \times 2 \times 2$ cm veľké. Štruktúra je holokryštalická, rovnomerne, často nápadne prizmaticky zrnitá, niekedy pseudoofitická. Dominujúce zastúpenie majú prizmatické až izometrické zrníčka pyroxénov a živcov. Ich

primárny charakter je väčšinou úplne zatlačený. Pyroxény sú chloritizované, argilizované, kalcitizované i ilitizované. V niektorých vzorkách v interstíciách živcov vystupuje písmenkový kremeň (sekundárny). Vo viacerých vzorkách zrníčka pyroxénov sú rekrystalizované chloritom – peninom, v niektorých stilpnomelánom. Tento sa zistil len v dioritoidných horninách. Má pseudomorfné šupinkovité tvary po pyroxénových zrníčkach. Je výrazne pleochroický, raz má okrové, inokedy zelenkavé odtiene (identita potvrdená zatiaľ opticky). V prípade, že sa zachovali relikty živcov – zodpovedajú oligoklas-andezínu. V niektorých vzorkách tieto živce sú prehnitizované i epidotizované. Rudné minerály vystupujú ako tyčinkovité kryštálky 0,1–0,5 mm veľké, leukoxenizované. Niekedy majú kostrovitý habitus, inokedy sú ako typické sekundárne zrníčka na plôškach pyroxénových zrníčk. Akcesorický je apatit – 1–2 %.

Porfyrítoidné horniny

Valúny takýchto hornín sa našli zriedkavejšie v porovnaní s ostatnými – na lok. Nosice, Zádubnie, Zástranie, Divinka. Valúny sú svetlé, $7 \times 5 \times 5$ cm veľké. Horniny sú tvrdé, na rezných plôškach neobyčajne porfyrické. Štruktúra je porfyrická – glomerofyrická, základná hmota pilotaxitická až mikropoikilitická. Výrastlice sú v zhlukoch narastené oligoklas-andezínu a pyroxény. Pyroxény sú úplne kalcitizované. Zhluky sú prestúpené sieťou puklín vyplnených rudným pigmentom alebo ružovými povlakmi. Sieť puklín nepokračuje v základnej hmote, končí na okrajoch zhlukov. Základná hmota je pilotaxitická, prevažne živcová. Horniny robia dojem nerovnorodého, nesúčasného vývoja glomerúl a základnej hmoty. V niektorých vzorkách majú glomerofýrové zhluky vzhľad allotigénnych (i autigénnych) xenolitov.

Andezitoidné horniny

Valúny andezitoidných hornín – lok. Súľov, Divinka, Krivá, Oravský Podzámok, sú nápadné v komplexe skúmaných valúnov zelenosivou farbou a afanitickým vzhľadom. Štruktúra je porfyrická s pilotaxitickou až hyalopilitickou základnou hmotou, čiastočne rekrystalizovanou. Výrastlice tvoria pyroxény hypersténovej i diopsidovej povahy a živce – oligoklas-andezínu s polysintetickým lamelovaním. Pyroxény sú serpentizované a kalcitizované. Nápadne sú akcesórie apatitu a rudných minerálov. Výrastlice – 30 %, základná hmota – 70 %. Horniny majú vzhľad autometasomatizovaných až propilitizovaných.

Tešinitoidné horniny

Valúny tešinitoidnej horniny sa našli na lok. Prosné, Stupné, Divinka. Sú svetlohnedej farby, faneritické, drobnozrnité. Štruktúra je porfyrická, holokryštalická. Výrastlice tvorí zonárny, monoklinický pyroxén, pleochroický, hnedavých odtieňov, povahy egirín-augitu; oligoklas-andezín polysinteticky lamelovaný a kostrovitý, chloritizovaný a serpentinizovaný olivín. Výrastlice nepresahujú 0,5 mm a medzi

nimi a zrníčkami základnej hmoty je postupný prechod. Podobné minerály sú i v základnej hmote. Niektoré zrníčka základnej hmoty majú povahu zeolitových (magmatických) minerálov zatláčajúcich zrníčka živcov. Akcesorický je apatit a rudné minerály. Pyroxén – 30 %, olivín – 20 %, živce – 30 %, rudné + sekundárne – 20 %.

Trachytoidné horniny

Valún trachytoidnej horniny – lok. Zádubnie, Zástranie, je zelenohnedý, $5 \times 4 \times 3$ cm, so sklovito lesklými ihličkami živcovej povahy a zelenkavými škvrnami. Štruktúra horniny je porfyrická, základná hmota hyalopilitická, textúra prúdovitá a mandľovcovitá. Výrastlice tvorí sanidín, základná hmota je čiastočne z idiomorfnych ihličiek sanidínu, sčasti sklovitá, devitrifikovaná. Výplň mandlí tvorí chlorit a kremeň, zonárne usporiadaný. Po pravdepodobných tmavých mineráloch sú zelené škvry. Nápadné sú neusporiadane umiestnené klencové kryštáliky uhličitanov a šupinky chloritu.

Rohovcové horniny

Kontaktný rohovec po bázičkej tufoidnej hornine – lok. Vrtižer, je hornina sivá až svetlosivá, kryštalická, drobnozrnitá. Štruktúra horniny je nematoblastická, s reliktmami po kryštalovitrolitoklastickej bázičkej tufoidnej hornine. V hornine vystupuje hlavne stebelnatý amfibolový minerál radu cummingtonit-grunerit, menej zrníčka kremeňa, rudný pigment a relikty palagonitovej povahy.

Horniny s metamorfogénnym turmalínom

Takéto horniny sa našli na lok. Divinka, Považský hrad, Považská Bystrica – zväžnica, Orlové – lesná cesta, Milochov, Podvážie. Valúny týchto hornín sú tmavosivé, podobne ako zistené horniny s glaukofánom, ale i čierne, sklovito lesklé, ako lydity. Všetky sú mimoriadne tvrdé, afanitické, na lomných plôškach trblietavé ako sklenná vata.

Mikroskopicky boli identifikované: a) kremence s turmalínom, s reliktmami po klastickej stavbe kremennej časti. Turmalín vystupuje ako hustá, interklastová sieť mikroskopických až submikroskopických zrníčok; b) pelity s turmalínom – pelitická a turmalínová zložka je naložená akoby jedna na druhú. V pelitickej časti je v prevahe klastický kremeň, v niektorých vzorkách bol zistený i autigénny živec; c) bazaltový afanit až hyalobazalt s turmalínom. V lávovej, pelagonitovej mase sú ojedinelé relikty po porfyrických výrastliciach tmavých minerálov.

V prípade a, b, c je podobný vývoj turmalínu: idiomorfne ihličky 0,001–0,01 mm veľké, niekedy nevýrazne sfarbené, prevažne zelené, s turmalínovou absorpciou. Okrem toho vystupujú i mikroskopické šupinky s výraznou agregátnou polarizáciou a vysokým dvojlomom. Niekedy tieto agregátne polarizované útvary vystupujú na plôškach chloritov ako odlišne sfarbené škvry a predstavujú metamorfogénnu rekryštalizáciu chloritu a zárodky rekryštalizácie.

Turmalín týchto hornín odráža vysokú koncentráciu bóru v prostredí, v ktorom sa formoval vulkano-sedimentárny komplex a súčasne i podmienky metamorfogénnej rekryštalizácie.

Podobný vývoj turmalínu bol pozorovaný i vo valúnoch pieskovcov – lok. Podvázie, v ktorých turmalín vzniká na úkor dotykového chloritového tmelu.

Chemické zloženie magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma

Všeobecné petrochemické údaje, kysličníky petrogénnych prvkov uvedené v tab. 1, potvrdzujú, že v skupine skúmaných magmatogénnych hornín valúnov sú zastúpené rôzne chemické typy hornín. Aj keď je analyzovaný materiál nerovnorodý (horniny sú alterované alebo v niektorých lávových horninách vystupujú enklávy rôznych hornín), ako to ukazujú petrografické rozbor, čo určite ovplyvnilo i výsledky analytických údajov, pri skúmaní celého súboru hornín v grafoch a diagramoch sa výrazne prejavili charakteristické znaky a trendy vývoja i závislosti medzi skúmanými horninami.

Podľa obsahu SiO_2 majú zistené horniny charakter ultrabázických ($\text{SiO}_2 < 45\%$), bázických ($\text{SiO}_2 = 45-55\%$), intermediárnych ($\text{SiO}_2 = 55-62\%$) a acidných ($\text{SiO}_2 > 62\%$). Na všetkých diagramoch korelácií s SiO_2 (obr. 2, 9) sa tieto skupiny výrazne rysujú. Niektoré horniny s extrémne vysokým podielom SiO_2 (analýza č. 2) zodpovedajú metakremencom valúnov zložených hornín – metavulkanit + pelit s dominujúcou zložkou pelitu. Horniny s extrémne nízkym podielom SiO_2 , ako napr. ultrabázity so silikátmi nenasýtenými na SiO_2 , typu dunitov, neboli zatiaľ v skúmaných zlepcoch zistené. V prevahe sú bázity (hlavne bázické až intermediárne, ojedinele ultrabázické horniny) a acidity (hlavne acidné až intermediárne horniny). Väčšia časť hornín má úplne porušenú magmatickú minerálnu asociáciu, ale dobre zachované štruktúry magmatickej kryštalizácie.

Petrografické znaky sú dostačujúce na vyčlenenie granitoidných a bazaltoidných hornín. Pestrosť diferenciálnych typov a podtypov v týchto skupinách (kyslé diferenciáty z bázických magiem alebo intermediárne magmy odštiepené z bázických i acidných magiem) je spoľahlivo rozlíšiteľná len pomocou chemizmu celých sérií hornín. Takto sa vyčlenili i horniny intermediárne a niektoré genetické typy ryolitoidných a bazaltoidných hornín len nevýrazne a nejednoznačne sa prejavujúce pri mikroskopických rozboroch.

Variačná šírka chemizmu magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma je zreteľná už z pomeru $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (senzu H. KUNO 1968). V skupine aciditov i v skupine bázitov (obr. 2) sú zastúpené horniny s alkalickým, i horniny s vápenato-alkalickým charakterom v zmysle tohto autora. Dominujú vápenato-alkalické horniny. Celková suma alkálií neprevyšuje hodnotu 10 (obr. 2, 5, tab. 1, 3). U aciditov je vyšší podiel K_2O , u bázitov Na_2O (obr. 3). To vylučuje i prípadnú K-metasomatózu aciditov, i vysokú Na-metasomatózu bázitov. V skupine dioritoidných hornín Na_2O nevýrazne prevyšuje hodnoty K_2O , alebo je s nimi zhodný. Obsah K_2O aciditov a Na_2O bázitov neprevyšuje hodnoty alkálií

44 Tabuľka 1 Chemické analýzy magmatogénnych hornín kriedových zlepcov západnej časti bradlového a manínskeho pásma

Čís.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	+H ₂ O	CO ₂	-H ₂ O	Celkom
1.	46,96	0,97	14,42	4,41	6,35	0,16	6,84	1,86	2,01	0,19		8,37			99,54
2.	70,10	0,07	1,84	11,71	4,99	0,06	1,32	4,62	0,29	0,08		4,39			99,47
3.	43,33	0,89	13,87	5,91	5,99	0,31	11,15	8,39	4,22	0,53		4,81			99,40
4.	59,16	0,74	11,33	2,53	4,64	0,12	2,37	8,80	3,49	0,22		6,18			99,58
5.	44,11	1,03	12,44	4,53	8,61	0,18	14,04	2,89	6,00	0,10		4,99			98,92
6.	45,73	2,72	13,38	6,40	6,80	0,21	10,39	8,27	1,96	0,39		4,23			99,21
7.	67,91	0,75	11,51	1,86	4,13	0,15	1,95	4,17	2,58	0,13		4,24			99,49
8.	50,37	1,67	13,83	3,17	5,45	0,14	4,46	6,25	5,84	0,57		7,49			99,24
9.	70,97	0,51	2,15	2,09	2,71	0,06	1,85	1,33	4,86	0,79		2,42			99,74
10.	43,19	2,93	26,10	16,73	2,79	0,19	4,52	0,16	0,00	0,12		3,20			100,09
11.	59,52	0,05	15,69	0,17	3,25	0,04	0,54	1,36	7,30	0,06		1,20			99,65
12.	60,79	0,51	12,25	13,68	1,18	0,05	0,94	3,82	7,90	0,70	0,30	2,82		0,12	99,85
13.	47,85	0,51	15,88	5,02	6,61	0,10	4,49	6,55	4,60	1,50	0,36	4,75		0,60	99,62
14.	44,87	0,78	14,89	7,96	3,84	0,11	5,22	12,09	3,41	1,21	0,35	4,88		0,10	99,70
15.	46,23	1,62	15,77	5,10	2,77	0,09	7,20	9,45	3,95	2,08	0,37	4,50		0,86	99,99
16.	35,60	0,73	16,36	7,90	7,64	0,12	6,64	9,78	2,30	1,31	0,20	5,77	3,88	1,06	99,29
17.	44,13	0,88	14,21	3,85	4,71	0,14	11,57	3,59	3,90	0,72	0,24	6,45	3,96	1,43	99,78
18.	42,10	1,46	3,97	6,55	7,69	0,09	7,56	8,59	4,36	0,34	0,32	5,71		1,02	99,76
19.	39,46	1,76	13,75	7,42	6,16	0,07	6,09	8,95	3,72	0,73	0,32	5,47	4,18	1,34	99,42
20.	39,67	0,89	16,14	5,15	5,68	0,11	6,94	13,07	3,10	0,39	0,29	3,86	3,68	0,44	99,41
21.	35,63	0,88	16,17	5,76	4,09	0,07	6,55	14,78	2,26	0,61	0,40	6,43	4,36	1,55	99,54
22.	74,80	0,12	6,01	1,39	0,52	0,05	0,99	8,01	0,40	0,61	0,15	0,19	5,67	0,06	99,69
23.	42,64	0,54	14,95	5,14	8,04	0,07	6,27	10,89	2,85	0,40	0,12	5,63	2,52	0,65	99,71
24.	49,37	1,63	14,99	3,42	8,73	0,16	7,28	2,18	3,52	0,76	0,29	6,87		0,30	99,50
25.	48,02	1,15	14,99	2,88	8,36	0,18	6,85	5,24	2,55	0,30	0,12	7,77		1,62	99,98
26.	61,90	0,94	12,99	4,47	5,56	0,26	2,52	1,48	3,97	3,14	0,28	2,06		0,25	99,82
27.	50,62	1,88	16,34	2,62	8,06	0,21	4,28	3,30	3,98	0,56	0,49	6,91		0,28	99,53

Čís.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	+H ₂ O	CO ₂	-H ₂ O	Celkom
28.	61,49	0,92	13,82	4,92	4,98	0,25	2,65	2,42	2,21	0,43	0,39	4,75		0,21	99,44
29.	72,24	0,06	14,07	0,04	0,46	0,00	0,29	2,33	4,28	3,88	0,00	2,01			99,76
30.	68,81	0,28	15,72	1,97	0,76	0,03	0,32	0,80	5,48	4,55		1,16			99,88
31.	71,99	0,17	16,11	0,34	0,89	0,01	0,34	1,48	6,18	0,75		1,62			99,88
32.	68,61	0,27	17,73	2,15	0,52	0,03	0,29	1,45	3,58	4,25		1,08			99,96
33.	68,82	0,36	16,99	1,87	0,83	0,01	0,51	0,45	4,65	4,45		1,02			99,95
34.	68,55	0,71	15,45	1,26	0,71	0,03	0,72	2,18	4,48	0,71		3,32			99,95
35.	69,78	0,88	16,80	1,40	0,42	0,02	0,38	0,65	4,16	4,41		1,07			99,97
36.	67,16	3,03	15,96	1,75	1,25	0,04	0,53	0,79	3,72	4,63		0,97			99,83
37.	63,02	0,86	12,43	0,04	9,29	0,22	3,54	0,32	4,15	2,68		1,92			98,97
38.	45,18	1,26	13,72	2,53	4,16	0,07	4,86	10,58	3,89	2,09	0,31	10,77		0,13	
39.	50,12	1,21	15,65	3,48	3,65	0,07	3,88	6,69	6,70	0,94	0,27	6,75		0,15	99,58
40.	50,07	0,97	15,82	2,75	4,60	0,08	6,43	3,50	4,17	5,37	0,30	5,65		0,14	99,86
41.	44,50	1,60	16,51	6,80	5,90	0,13	9,07	3,86	4,36	0,27	0,18	5,22		1,24	99,68
42.	41,65	1,07	14,94	3,76	2,63	0,17	2,90	13,32	4,15	3,44	0,21	11,02	0,35		99,61
43.	50,99	1,21	16,27	3,55	5,57	0,02	6,75	6,83	4,25	0,47	0,19	3,35		0,18	99,61
44.	56,65	1,69	15,08	3,22	6,41	0,10	4,16	1,05	4,96	2,98	0,41	2,45		0,36	
45.	68,46	0,26	12,60	3,19	0,71	0,06	1,51	2,10	3,92	3,93	0,05	2,54		0,26	
46.	57,83	1,35	14,95	2,16	8,65	0,10	2,49	2,45	3,84	0,40	0,40	4,48		0,46	
47.	49,37	1,87	15,51	2,98	12,57	0,15	4,69	2,87	4,41	0,16	0,39	5,21		0,36	100,54
48.	53,34	1,33	16,43	5,27	3,34	0,10	4,91	2,45	3,77	3,22	0,30	4,87		0,24	99,57
49.	44,30	1,51	15,01	4,55	7,21	0,04	6,43	6,13	4,69	0,57	0,37	7,71		1,13	99,65
50.	56,55	1,33	16,83	4,12	4,73	0,10	2,77	2,10	4,73	3,58	0,38	3,44		0,31	
51.	64,84	0,49	14,71	2,58	2,69	0,08	1,06	1,33	3,52	3,82	0,19	4,01		0,30	99,62

Zoznam chemicky analyzovaných hornín kriedových zlepcov západnej časti bradlového a manínskeho pásma:

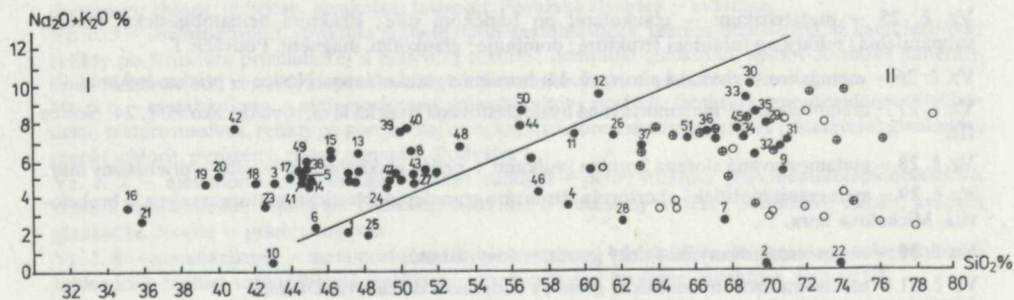
- Vz. č. 1 – metabázikum – metatuf; štruktúra granonematolepidoblastická, textúra subparalelná; reliktý po kryštaloklastickej štruktúre a textúre „hrnuté bahná“; dominuje: chlorit, kalcit, kremeň, ojedinelý Na-amfibol. Podvážie I.
- Vz. č. 2 – metakremenec; štruktúra lepidogranonematoblastická, textúra masívna, reliktý po pelitickej štruktúre a subparalelnej textúre; dominuje: kremeň, chlorit, magnetit, hematit, pyrit, glaukofán. Považská Bystrica – zväžnica.
- Vz. č. 3 – metabázikum, – metabazalt; štruktúra granonematolepidoblastická, textúra masívna, reliktý po ofitickej štruktúre; dominuje: chlorit, kremeň, albit, glaukofán. Považská Bystrica – zväžnica.
- Vz. č. 4 – metamorfovaná zložená hornina: bázický vulkanit + uhličitanová hornina; štruktúra granolepidonematoblastická, textúra brekciovitá, reliktý po ofitickej štruktúre a subparalelnej textúre; dominuje: chlorit, uhličitan, glaukofán, lawsonit. Považská Bystrica – zväžnica.
- Vz. č. 5 – metapyroxenit, štruktúra granolepidonematoblastická, textúra brekciovitá až kataklazitová; reliktý po štruktúre prizmatickej a masívnej textúre; dominuje glaukofán, epidot-zoisitové minerály, titanit. Zistené boli xenolity zlepcov s reakčnými albitovými lemami. Podvážie – lom.
- Vz. č. 6 – metabázikum – metamorfovaný gabrobazaltový porfyrít; štruktúra granolepidonematoblastická, textúra masívna, reliktý po porfyrickej ofitickej štruktúre a masívnej textúre; dominuje: glaukofán, granát, chlorit, pyroxény, rudné minerály. Podvážie I.
- Vz. č. 7 – metamorfovaná hornina zložená: vulkanit + pelit; štruktúra granonematolepidoblastická, textúra subparalelná, reliktý po klastickej štruktúre a fluidálnej textúre; dominuje: chlorit, kremeň, glaukofán. Nosice – priehradný múr.
- Vz. č. 8 – metabázikum, – metamorfovaná hyaloklastovaná bázická láva, štruktúra granolepidonematoblastická, textúra vankúškovitá; reliktý po vitrofyrickej až hyalínnej štruktúre. Nosice III.
- Vz. č. 9 – metabázikum – metamorfovaný spilitizovaný bazalt, štruktúra granolepidonematoblastická; textúra masívna; reliktý po ofitickej štruktúre; dominuje: chlorit, kremeň, glaukofán, ojedinelý lawsonit. Nosice – priehradný múr.
- Vz. č. 10 – metaacidikum – metamorfovaná zložená hornina; kyslý až intermediárny vulkanit + tuf; štruktúra granolepidonematoblastická, textúra subparalelná, reliktý po porfyrickej štruktúre a fluidálnej textúre; dominuje: kremeň, albit, glaukofán, lawsonit. Považský hrad.
- Vz. č. 11 – metadroba, štruktúra granonematoblastická, textúra masívna; reliktý po klastickej psamitickej štruktúre; dominuje: glaukofán, kremeň, svetlá sluda. Nosice – priehradný múr.
- Vz. č. 12 – albitofýr; štruktúra porfyricko-prizmaticky zrnitá, textúra fluidálna; dominuje: albit, magnetit, chlorit. Orlové – lesná cesta.
- Vz. č. 13 – metabázikum – metamorfovaný bazalt; štruktúra granolepidonematoblastická, textúra masívna; reliktý po ofitickej štruktúre; dominuje albit, chlorit, minerály epidotovo-zoisitovej skupiny. Zistené rekryštalizačné žilky s kremeňom a pumpellyitom. Podvážie I.
- Vz. č. 14 – metabázikum – metamorfovaný bazalt; štruktúra granolepidonematoblastická, textúra masívna; reliktý po ofitickej štruktúre; dominuje: albit, epidot, glaukofán, kremeň, leukoxén, chlorit. Podvážie I.
- Vz. č. 15 – metabázikum – metamorfovaný gabrobazalt; štruktúra granolepidonematoblastická, textúra masívna; reliktý po holokryštalickej gabroidnej štruktúre; dominuje: epidot, zoisit, glaukofán, granát. Podvážie I.
- Vz. č. 16 – metabázikum – metamorfovaná gabroidná hornina; štruktúra granolepidonematoblastická, textúra masívna; reliktý po hrubozrnitej ofitickej štruktúre; dominuje: chlorit, kalcit, uralit, penín, argilit, turmalín. Podvážie I.
- Vz. č. 17 – metabázikum – amfibolitizovaný bázický tuf; štruktúra granonematoblastická, textúra subparalelná; dominuje: obecný amfibol, chlorit, kalcit, kremeň, rudné minerály, ojedinele glaukofán. Podvážie I.
- Vz. č. 18 – metabázikum – metagabro; štruktúra granolepidonematoblastická, textúra masívna; reliktý po gabroidnej – poikilofitickej štruktúre; dominuje: chlorit, glaukofán, granát, rudné minerály, uhličitan. Podvážie I.
- Vz. č. 19 – metabázikum – obdobná vz. ako č. 18, rozdielny obsah reliktov i rekryštalizovaných minerálov; zistený: glaukofán, granát, chlorit, rudné minerály, epidot-zoisit. Podvážie I.

- Vz. č. 20 – metabázikum – metagabroporfyrit, čiastočná obdoba vz. č. 18 a 19; zistený: glaukofán, granát. Podvážie I.
- Vz. č. 21 – metabázikum – metagabro, čiastočná obdoba vz. č. 18, 19 a 20. Podvážie I.
- Vz. č. 22 – metapsamit – turmalinizovaný kremitý pieskovec; štruktúra psefitická, textúra masívna; dominuje: kremeň (v úlomkoch), turmalín a kalcit v tmele. Podvážie I.
- Vz. č. 23 – metabázikum – amfibolit po tufe; štruktúra granolepidonematoblastická, textúra subparalelná; relikt po kryštaloklastickej štruktúre a textúre „hrnutého bahna“; zistený: chlorit, uralit, obyčajný amfibol, kalcit, prehnit. Podvážie I.
- Vz. č. 24 – metabázikum – metamorfovaná hyaloklastovaná bazaltová láva; obdoba vz. č. 8. Nosice – priehradný múr.
- Vz. č. 25 – metabázikum – glaukofanit po bázickom tufe; štruktúra nematoblastická, textúra subparalelná; relikt po tufoidej štruktúre; dominuje: glaukofán, magnetit. Podvážie I.
- Vz. č. 26 – metagabro – rovnaká ako vz. č. 11, hornina s glaukofánom. Nosice – priehradný múr.
- Vz. č. 27 – metabázikum – metamorfovaná hyaloklastovaná bázická láva, rovnaká ako vz. č. 24. Nosice III.
- Vz. č. 28 – metamorfovaná zložená hornina; vulkanit + pelit s glaukofánom. Nosice – priehradný múr.
- Vz. č. 29 – metagranit biotitický až ortorula; štruktúra granolepidoblastická, textúra masívna – brekciovitá. Michalova hora.
- Vz. č. 30 – metasomatizovaný biotitický granit, ružový. Branč.
- Vz. č. 31 – metasomatizovaný biotitický granit, s nádychom do ružova. Divinka.
- Vz. č. 32 – metasomatizovaný biotitický granit s nádychom do zelenkava. Veľká Udiča.
- Vz. č. 33 – metasomatizovaný granitový porfýr s nádychom do ružova. Zemianska dedina.
- Vz. č. 34 – metasomatizovaný kremitý porfýr, subvulkanický, s turmalínom. Sedliacka Dubová.
- Vz. č. 35 – metasomatizovaný kremitý porfýr, subvulkanický, s turmalínom. Podvážie.
- Vz. č. 36 – metasomatizovaný biotitický granit, sivý, do ružova. Divinka – báza.
- Vz. č. 37 – metabázikum – metamorfovaný bázický tuf, cummingtonito-anthofylitový kontaktné termický rohovec. Vrtížer.
- Vz. č. 38 – metabázikum – metamorfovaná bazaltoidná hornina. Upohlav.
- Vz. č. 39 – metabázikum – metamorfovaná bazaltová hornina. Upohlav.
- Vz. č. 40 – metabázikum – metamorfovaná bazaltová hornina. Nosice I.
- Vz. č. 41 – metabázikum – metamorfovaná bazaltová hornina. Orlové – lesná cesta.
- Vz. č. 42 – metabázikum – rovnaká ako vz. č. 37. Vrtížer.
- Vz. č. 43 – metabázikum – metamorfovaná bazaltoidná hornina. Vrtížer.
- Vz. č. 44 – metabázikum – metamorfovaná bázická až intermediárna hornina – metadiorit. Divinka – báza.
- Vz. č. 45 – metabázikum – metamorfovaná bazaltoidná hornina. Odkryv v ceste nad Hričovskou priehradou.
- Vz. č. 46 – metabázikum – metamorfovaná bazaltoidná hornina. Sedliacka Dubová I.
- Vz. č. 47 – metabázikum – metamorfovaná bazaltoidná hornina. Trstená, pod cintorínom.
- Vz. č. 48 – metabázikum – metamorfovaná bazaltoidná hornina. Poľná cesta pri Krásnej hôrke.
- Vz. č. 49 – metabázikum – metamorfovaná bazaltoidná hornina, zistená žilka s albitom, kremeňom, topásom, cínovcom a turmalínom. Divinka – báza.
- Vz. č. 50 – metasomatizovaný granit, do ružova, Zemianska dedina.
- Vz. č. 51 – metabázikum – metamorfovaná bázická až intermediárna hornina – dioritoidná hornina, typ „kukučkinovo vajce“. Tížina.

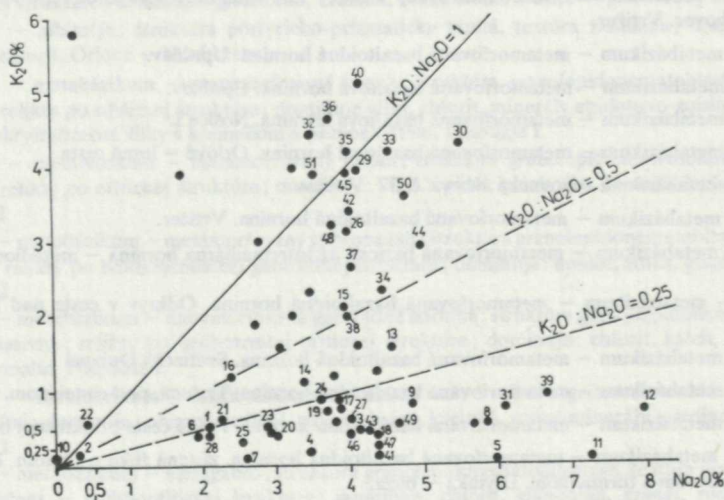
adekvátnych typových hornín. Ani v jednom prípade sa nezistili superkáliové alebo supernátriové typy. Minimálny podiel alkálií (anal. č. 2, 22, 10) viaže sa na metapelitovú časť zložených hornín.

Minerálne zloženie a štruktúry hornín potvrdzujú, že v aciditoch vulkanických, abysálnych i hypoabysálnych je alkalický charakter čiastočne aj sekundárny (šachovnicový albit, mikroklín, albit a i.). Len ojedinelé horniny acidné až intermediárne majú alkalický charakter primárny.

Vápenato-alkalické-dioritoidné horniny sú časté, andezitoidné zriedkavé. V báziických i ultrabáziických horninách majú primárne alkalický charakter len ojedinelé



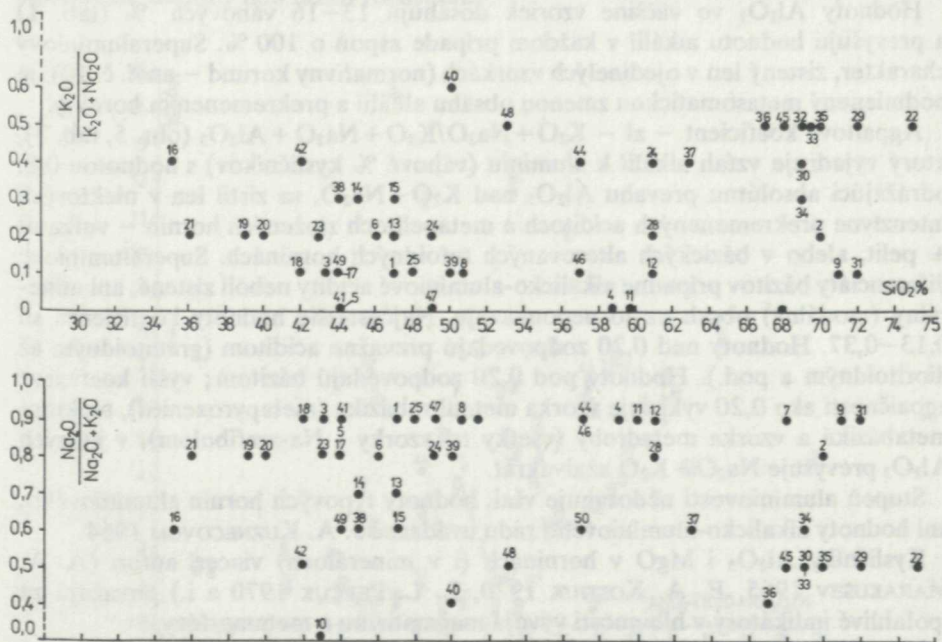
Obr. 2 Variačný diagram $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ magmatogénnych hornín valúnov kriedových zlepcov západnej časti bradlového a manínskeho pásma. Body 1–51 – horniny podľa poradia v zozname chemických analýz. o – granitové horniny Západných Karpát podľa údajov D. ANDRUSOVÁ (1959), ● – bazaltoidné horniny tzv. melafýry zlepcov podľa analýz V. ZORKOVSKÉHO (1976), I – pole alkalických hornín, II – pole vápenatoalkalických hornín v zmysle H. KUNA 1968.



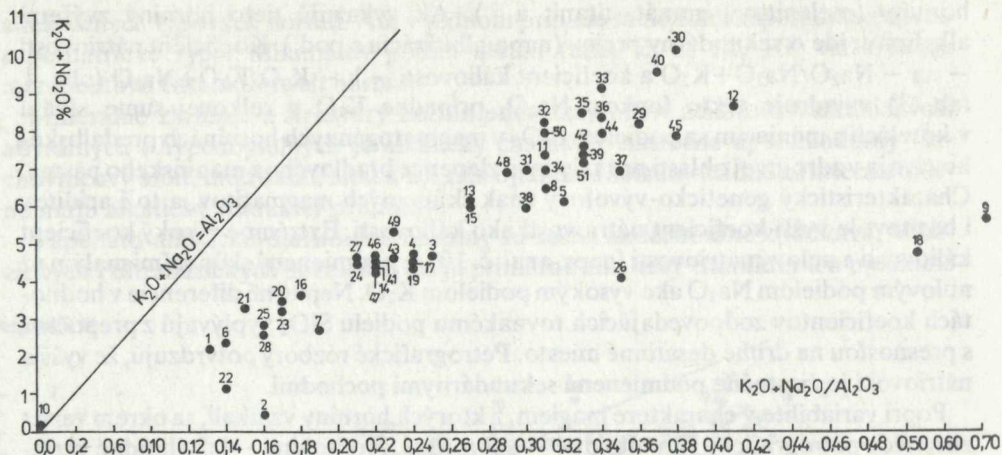
Obr. 3 Diagram $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ hornín zlepcov. Body 1–51 – ako v obr. 2, body bez čísla – bazaltoidné horniny, tzv. melafýry ako v obr. 2. Bližšie vysvetlenie v texte.

horniny (melanitový granát, titanit a i.). Ak vykazujú tieto horniny zvýšenú alkalinitu, ide o sekundárny prejav (napr. albitizáciu a pod.). Koeficient nátriovosti – na – $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ a koeficient kálievosti – k – $\text{K}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (obr. 4, tab. 3) vyjadruje takto funkciu Na_2O , prípadne K_2O v celkovej sume alkálií v korelácii s meniacim sa podielom SiO_2 v magmatogénnych horninách predalbského vývoja v zdrojovej oblasti pre kriedové zlepenec bradlového a manínskeho pásma. Charakteristický geneticko-vývojový znak skúmaných magmatitov, a to i aciditov i bázitov, je vyšší koeficient nátriovosti ako kálievosti. Extrémne vysoký koeficient kálievosti a nulový nátriovosti (napr. anal. č. 10) je podmienený skôr veľmi malým až nulovým podielom Na_2O ako vysokým podielom K_2O . Nepatrné diferencie v hodnotách koeficientov zodpovedajúcich rovnakému podielu SiO_2 vyplývajú z prepočtov s presnosťou na druhé desatinné miesto. Petrografické rozborov potvrdzujú, že vyššia nátriovosť je čiastočne podmienená sekundárnymi pochodmi.

Popri variabilite v charaktere magiem, z ktorých horniny vznikali, sa okrem variety zistených petrograficky (granitoidné – gabroidné, ryolitoidné – bazaltoidné variety) ukazuje variabilita i v jednotlivých magmatických skupinách už v pomere $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$ a v korelácii tohto vzťahu k SiO_2 . Tieto vzťahy potvrdzujú už i vyššie uvedené údaje, že magmatogénne horniny majú prevažne vápenato-alkalic-



Obr. 4 Diagram $\text{K}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ a $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ hornín zlepenecov. Body 1-51 – ako v obr. 2 a 3. Kálievosť a nátriovosť hornín valúnov objasnené v texte.



Obr. 5 Diagram $K_2O + Na_2O - K_2O + Na_2O / Al_2O_3$. Body 1-51 podľa poradia v zozname chemických analýz. Objasnené v texte.

ký charakter. Predovšetkým ale potvrdzujú bázičkejší charakter niektorých hornín v skupine aciditov a acidnejší charakter niektorých hornín v skupine bázitov.

Hodnoty Al_2O_3 vo väčšine vzoriek dosahujú 13–16 váhových % (tab. 1) a preyšujú hodnotu alkálií v každom prípade aspoň o 100 %. Superalumíniový charakter, zistený len v ojedinelých vzorkách (normatívny korund – anal. č. 10), je podmienený metasomatickou zmenou obsahu alkálií a prekremením horniny.

Agpaitový koeficient – $al = K_2O + Na_2O / K_2O + Na_2O + Al_2O_3$ (obr. 5, tab. 3), ktorý vyjadruje vzťah alkálií k alumíniu (váhové % kysličníkov) s hodnotou 0,0, odrážajúci absolútnu prevahu Al_2O_3 nad $K_2O + Na_2O$, sa zistil len v niektorých intenzívne prekremených aciditoch a metapelitoch zložených hornín – vulkanit + pelit, alebo v bázičkových alterovaných tufoidných horninách. Superalumíniové diferenciáty bázitov prípadne alkalicko-alumíniové acidity neboli zistené, ani minerálny (modálny) obsah na to nepoukazuje. Najčastejšie hodnoty koeficientu sú 0,13–0,37. Hodnoty nad 0,20 zodpovedajú prevažne aciditom (granitoidným až dioritoidným a pod.). Hodnoty pod 0,20 zodpovedajú bázitom; vyšší koeficient agpaitčnosti ako 0,20 vykazuje vzorka metaultrabázika (metapyroxenitu), niektoré metabázika a vzorka metadroby (všetky tri vzorky s Na-amfibolom), v ktorých Al_2O_3 preyšuje $Na_2O + K_2O$ až dvakrát.

Stupeň alumíniovosti nedosahuje však hodnoty typových hornín alumíniového, ani hodnoty alkalicko-alumíniového radu uvádzané J. A. KUZNECOVOM 1964.

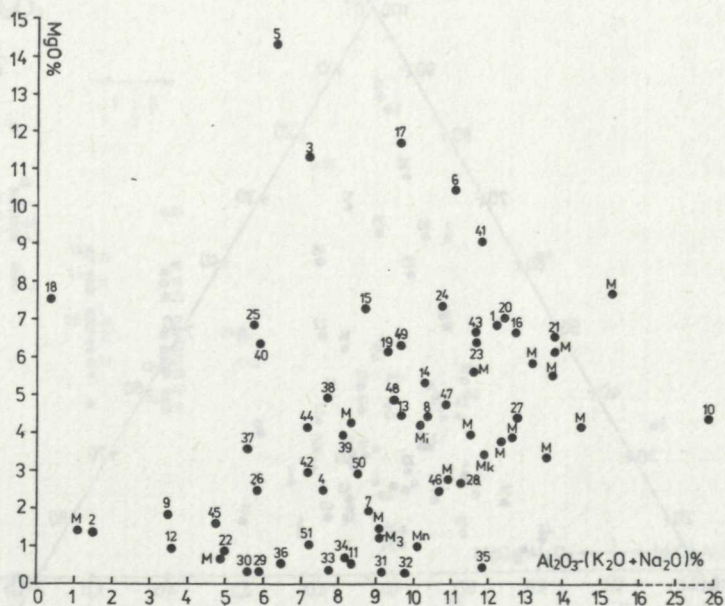
Kysličníky Al_2O_3 i MgO v horninách (i v mineráloch) viacerí autori (A. A. MARAKUŠEV 1965, E. A. KOSTJUK 1970, L. L. PERČUK 1970 a i.) považujú za spoľahlivé indikátory v hĺbinnosti vývoja magmatizmu a metamorfózy.

V korelácii $MgO / Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$ – (obr. 6) v skúmaných horninách sú výrazné rozdiely nielen medzi aciditmi a bázitmi, ale aj medzi bázitmi a aciditmi samotnými. Minimálny podiel MgO pri pomerne (vo vzťahu k ostatným skúmaným horninám) najmenšom podiele $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$ sa viaže na acidity. Nenápad-

né rozdiely v podiele MgO v aciditoch sú odrazom len nepatrných rozdielov v podiele femických minerálov (biotitu, turmalínu, chloritu), a pravdepodobne i obsahu Mg v nich.

Na skúmaných vzorkách (valúnoch) nebolo možné určiť podiel MgO primárneho a sekundárneho pôvodu, prípadne jeho väzbu v rôznych mineráloch.

V skupine aciditov i v skupine bázitov podiel MgO (1–15 %) i podiel $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$ (1–26 %) odráža podľa tohto diagramu diferenciálny viacetapový postupný vývoj i rôznu intenzitu a druh premien. V skupine bázitov sa okrem toho vydefinujú horniny s nižším podielom MgO a horniny s vyšším podielom MgO pri zhodných dimenziách pre $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$. Extrémne pozície v tejto korelácii majú metamorfované ultrabáziká – metapyroxenit (analýza č. 5) a všetky tie metabáziká s vyšším podielom MgO a metamorfované acidity až intermediárne vulkanické horniny (napr. analýza č. 10), ktoré obsahujú Na-amfibol a Ca-minerál epidotovo-zoizitovej skupiny – lawsonit. V uvedenej korelácii sa len nevýrazne rysujú dioritoidné abysálne horniny (analyzovali sa len ojedinele). V diagrame sú situované (analýza č. 50,51) raz bližšie k aciditom, inokedy bližšie k bázitom. Takéto zaradenie podmieňuje menlivý obsah živcovej zložky v nich, prípadne i sekundárny (písmenkový) kremeň v základnej hmote, a tak i nižší podiel femických minerálov. Bez údajov o štruktúrach a o modálnom zložení, len na základe chemizmu, by tieto dioritoidné horniny boli ťažko rozlíšiteľné.



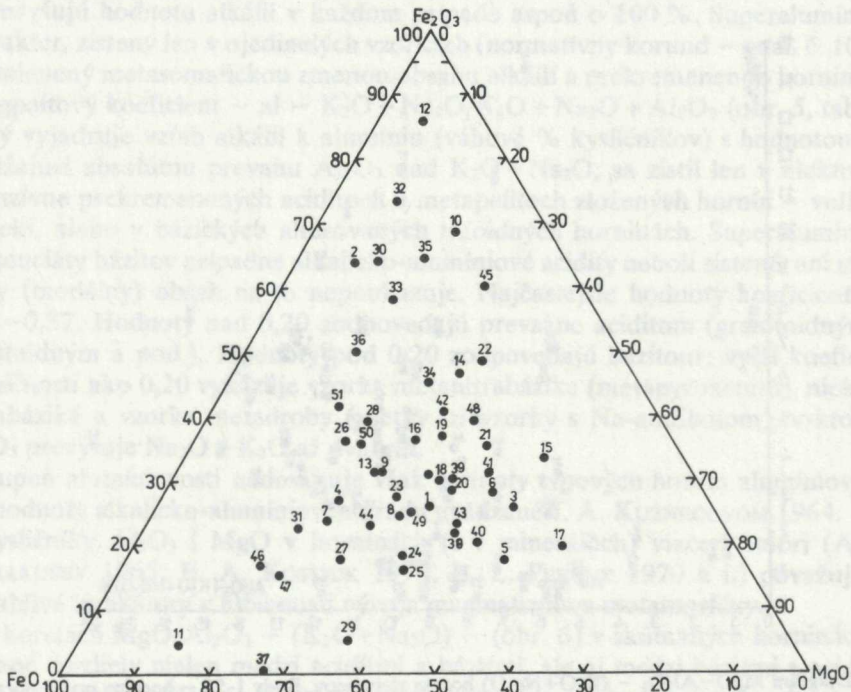
Obr. 6 Diagram $MgO-Al_2O_3 - (K_2O+Na_2O)$ hornín zlepcov. Body 1-51 – horniny podľa poradia v zozname chemických analýz. M – tzv. melafýry zlepcov i primárnych výskytov v Západných Karpatoch podľa analýz V. ZORKOVSKÉHO (1976). Ďalšie objasnenie v texte.

Charakter skúmaných hornín je daný už i obsahom železa, horčíka a titánu (váhových % kysličníkov) a koeficientom železitosti – fe – $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} \cdot 100$, horečnatosti – mg – $\text{MgO} / \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \cdot 100$ a titáničnosta – ti – $\text{TiO}_2 / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \cdot 100$ (tab.2).

Na základe minerálneho obsahu (acidita s kremeňom – acidita bez kremeňa, bázity s olivínom – bázity bez olivínu) je ťažké niekedy zaujať stanovisko ku genetickému zaradeniu skúmaných vzoriek (valúny) pre takmer zhodné štruktúry hornín a nie vždy jednotný kvantitatívny podiel minerálov.

Z údajov váhových percent kysličníkov – (tab. 1) sa len nevýrazne ukazujú diferencie niektorých bázitov a aciditov. V koeficientoch – fe –, – mg –, – ti – sú tieto diferencie už výraznejšie (tab. 2). Jedny z najvýraznejších odrážajúcich geneticko-vývojových vzťahov sú korelácie femičnosti a rôznych kysličníkov, prípadne ich vzťahov.

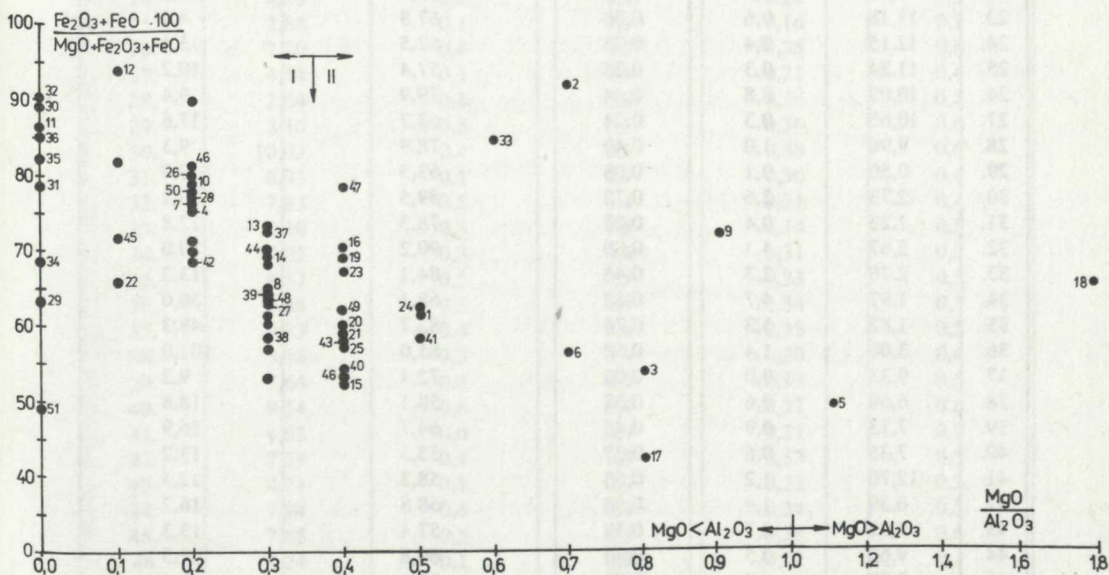
Pre väčšinu skúmaných hornín, hlavne ak sledujeme určité čiastkové skupiny, je charakteristická tendencia zvyšovania sa podielu Fe_2O_3 vo vzťahu k FeO. Stupeň oksylenia železa – $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \cdot 100$ – D. S. STEINBERG – L. V. MALACHOVA (1965) považujú za smerodajný chemický parameter vývoja hornín. V našom prípade (tab. 2) sa pohybuje od 0,20–0,95. V týchto dimenziách sa však pohybuje stupeň oksylenia v intruzívnych i v efuzívnych horninách. Všetky skúmané horniny sú alterované, preto z údajov o stupni oksylenia môžeme predbežne vydedukovať



Obr. 7 Diagram FeO – Fe₂O₃ – MgO hornín zlepcov. Body 1-51 – podľa poradia uvedeného v zozname chemických analýz. Bližšie objasnenie v texte.

len tendenciu zvyšovania sa tohto parametra, nie robiť závery o jeho vzťahu ku kvalite a kvantite alterácie hornín. Tendencia zvyšovania sa podielu Fe_2O_3 oproti podielu FeO je evidentná i v trinárnom diagrame $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (obr. 7), podľa ktorého vyšší podiel Fe_2O_3 majú napr. hypobasálne granitové porfýry v porovnaní s granitmi pri pomerne rovnakých podieloch FeO i MgO . Vyšší podiel Fe_2O_3 a stupeň oxidácie (obr. 7, tab. 2) vykazujú napr. i hyaloklastitové variety oboch genetických skupín bazaltoidných hornín v porovnaní s abysálnymi až hypobasálnymi varietyami tej istej skupiny bazaltoidných hornín.

Najpresvedčivejším i najnázornejším dôkazom genézy a vývoja hornín diferenciáciou v dvoch odlišných etapách vývoja magmy je korelácia koeficientu železitosti $-\text{fe} - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} / \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \cdot 100$ a vzťahu $\text{MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3$. Petrogénné prvky tejto korelácie sa distribuujú rovnako (N. L. BOWEN 1928, 1947, A. D. GREEN - A. E. RINGWOOD 1967) v počiatkových ako v každých ďalších štádiách diferenciácie, a to v rôznych základných typoch magiem, prípadne v ich odštiepených frakciách. Na základe tejto korelácie (obr. 8) sa výrazne členia nielen acidity a bázity (to potvrdili i predchádzajúce korelácie), ale hlavne 2 čiastkové skupiny bázických a 2 čiastkové skupiny acidných vulkanických hornín, čo len čiastočne naznačovali petrografické rozbor, hlavne rozbor štruktúr hornín. Jedna čiastková skupina bázických hornín - I - s vyšším menlivým koeficientom železitosti a nižším, menlivým podielom $\text{MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3$ a druhá čiastková skupina bázických hornín - II - s nižším menlivým podielom železitosti a vyšším, menlivým podielom koeficientu $\text{MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3$.



Obr. 8 Diagram $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} / \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3$ hornín zlepcov. Body 1-51 - ako v predošlých obrázkoch. Body bez čísla - bazaltoidné horniny, tzv. melafýry zlepcov podľa analýz V. ZORKOVSKÉHO (1976), I - pole hornín s vyššou železitosťou, II - pole hornín s vyšším podielom $\text{MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3$. Ďalšie objasnenie v texte.

Vz. č.	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}\%$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \cdot 100$	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \cdot 100$
1.	10,75	0,7	0,40	61,1	9,2
2.	16,70	2,3	0,70	92,6	0,4
3.	11,90	1,0	0,30	53,9	7,5
4.	7,17	0,5	0,35	75,1	10,3
5.	13,14	0,5	0,34	48,1	7,8
6.	13,20	0,9	0,48	56,0	20,6
7.	5,99	0,5	0,29	75,4	12,5
8.	8,72	0,6	0,36	64,9	19,4
9.	4,80	0,8	0,43	72,1	10,6
10.	19,52	6,0	0,85	77,9	15,0
11.	3,42	0,1	0,04	86,3	1,5
12.	14,86	11,6	0,92	94,0	3,4
13.	11,63	0,7	0,43	72,1	4,4
14.	11,80	2,1	0,67	69,3	6,4
15.	7,87	1,8	0,64	52,2	20,6
16.	15,54	1,0	0,50	70,1	4,7
17.	8,56	0,8	0,44	42,5	10,3
18.	14,24	0,9	0,45	65,3	10,2
19.	13,58	1,2	0,54	69,0	12,9
20.	10,73	0,9	0,47	60,9	8,2
21.	9,85	1,4	0,58	59,7	8,9
22.	1,91	2,7	0,72	65,9	6,3
23.	13,18	0,6	0,38	67,8	4,1
24.	12,15	0,4	0,28	62,5	13,4
25.	11,24	0,3	0,25	57,4	10,2
26.	10,03	0,8	0,44	79,9	9,4
27.	10,66	0,3	0,24	63,7	17,6
28.	9,90	1,0	0,49	78,9	9,3
29.	0,50	0,1	0,08	63,3	12,0
30.	2,73	2,6	0,72	89,5	10,2
31.	1,23	0,4	0,27	78,3	12,8
32.	2,67	4,1	0,80	90,2	10,0
33.	2,70	2,3	0,43	84,1	13,3
34.	1,97	4,7	0,82	68,1	36,0
35.	1,82	3,3	0,76	82,7	48,3
36.	3,00	1,4	0,58	85,0	101,0
37.	9,33	0,0	0,00	72,4	9,2
38.	6,69	0,6	0,37	58,1	18,8
39.	7,13	0,9	0,48	64,7	16,9
40.	7,35	0,6	0,37	53,3	13,2
41.	12,70	1,2	0,53	58,3	12,5
42.	6,39	1,4	0,58	68,8	16,7
43.	9,12	0,7	0,38	57,4	13,3
44.	9,63	0,5	0,33	69,8	17,5
45.	3,90	4,5	0,81	72,1	6,6
46.	10,81	0,3	0,20	81,1	12,5
47.	15,55	0,2	0,19	76,8	12,0
48.	8,61	1,6	0,61	63,7	15,4
49.	11,76	0,6	0,38	64,6	12,8
50.	8,85	0,9	0,46	78,5	15,0
51.	5,27	0,9	0,48	83,2	9,2

Vz. č.	alk	-k-	-na-	-al-	alk/Al ₂ O ₃
1.	2,20	0,1	0,9	0,13	0,2
2.	0,37	0,2	0,8	0,16	0,2
3.	7,75	0,1	0,9	0,25	0,3
4.	3,71	0,0	0,9	0,24	0,3
5.	6,10	0,0	0,9	0,32	0,5
6.	2,35	0,2	0,8	0,14	0,2
7.	2,71	0,0	0,9	0,19	0,2
8.	6,41	0,1	0,9	0,31	0,5
9.	5,56	0,1	0,9	0,72	2,2
10.	0,12	1,0	0,0	0,00	0,0
11.	7,36	0,0	0,9	0,31	0,5
12.	8,60	0,1	0,9	0,41	0,7
13.	6,10	0,2	0,7	0,27	0,4
14.	4,62	0,3	0,7	0,23	0,3
15.	6,03	0,3	0,6	0,27	0,4
16.	3,61	0,4	0,6	0,18	0,2
17.	4,62	0,1	0,8	0,24	0,3
18.	4,70	0,1	0,9	0,54	1,2
19.	4,45	0,2	0,8	0,24	0,3
20.	3,49	0,1	0,8	0,17	0,2
21.	2,87	0,2	0,8	0,15	0,2
22.	1,01	0,5	0,4	0,14	0,2
23.	3,25	0,1	0,8	0,17	0,2
24.	4,28	0,2	0,8	0,22	0,3
25.	2,88	0,1	0,9	0,16	0,2
26.	7,20	0,4	0,5	0,35	0,6
27.	4,54	0,1	0,8	0,21	0,4
28.	2,64	0,2	0,8	0,16	0,2
29.	8,16	0,5	0,5	0,36	0,6
30.	10,03	0,4	0,5	0,38	0,6
31.	6,93	0,1	0,9	0,30	0,4
32.	7,83	0,5	0,4	0,31	0,4
33.	9,10	0,5	0,5	0,34	0,5
34.	7,02	0,3	0,6	0,31	0,5
35.	8,57	0,5	0,5	0,33	0,5
36.	8,38	0,5	0,4	0,34	0,5
37.	6,83	0,4	0,6	0,35	0,5
38.	5,98	0,3	0,6	0,30	0,4
39.	7,64	0,1	0,8	0,33	0,5
40.	9,54	0,6	0,4	0,37	0,6
41.	4,63	0,0	0,9	0,21	0,3
42.	7,59	0,4	0,5	0,33	0,5
43.	4,71	0,1	0,9	0,22	0,3
44.	7,94	0,4	0,6	0,34	0,5
45.	7,85	0,5	0,5	0,38	0,6
46.	4,24	0,1	0,9	0,22	0,3
47.	4,57	0,0	0,9	0,22	0,3
48.	6,99	0,5	0,5	0,29	0,4
49.	5,26	0,1	0,6	0,25	0,4
50.	8,31	0,4	0,6	0,33	0,5
51.	7,34	0,5	0,4	0,33	0,5

Na základe petrografickej preskúmanosti horniny skupiny I s vyšším podielom femičnosti a nižším podielom MgO/Al_2O_3 zodpovedajú skorším – alterovaným bazaltoidným horninám (tzv. melafýrom, melafýrovým porfyrítom, melafýrovým mandľovcom, mandľovcom a pod.). Horniny skupiny II – s vyšším podielom MgO/Al_2O_3 a nižšou femičnosťou – bazaltoidy neskoršie – zahrňujú alterované a metamorfované bazalty – pyroxenity, hyaloklastitové bazalty, gabrobazalty a gabrá. Tieto čiastkové skupiny majú charakter genetický a ich vyčlenenie v chemizme je jedným z najdôležitejších poznatkov terajšieho skúmania hornín valúnov kriedových zlepcov. V každej skupine bazaltoidných hornín sú zastúpené i minerálne variety, postrehnuteľné len na základe petrografických predurčení. V korelácií uvedených koeficientov sa odráža zastúpenie olivínických i bezolivínických variet a zastúpenie a postavenie acidných vulkanických typov hornín s genetickým vzťahom k skupine II a typov s negenetickým vzťahom k skupine I.

V tejto korelácii body dioritoidných hornín sú situované bližšie k aciditom, podobne ako v korelácii $MgO - Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$, (obr. 6), prípadne k bázickým horninám s vyššou femičnosťou ako MgO/Al_2O_3 (k skupine II). Dioritoidné horniny sa hlavne štruktúrou zaraďujú do skupiny bázitov a predstavujú minerálnym zložením i chemizmom jedny z acidnejších abysálnych diferenciátov bazaltovej magmy. Ich nejednotné postavenie v korelácii je podmienené alteráciou primárnej minerálnej asociácie a silicifikáciou a nerovnakým (vo viacerých valúnoch) podielom jednotlivých zložiek.

Extrémne pozície niektorých metabázických hornín podmienené vyšším podielom MgO/Al_2O_3 ako koeficientom železitosti a súčasne vyšším podielom MgO v porovnaní s Al_2O_3 sú pravdepodobne podmienené čiastočne zložením magmy, z ktorej vznikali a čiastočne i metasomatickými zmenami.

Petrochemické kritériá skúmaných magmatogénnych hornín, o vzniku a vývoji ktorých nemáme žiadne primárne geologické údaje, opierame čiastočne i o kvantitatívne vyhodnotenie stupňa diferenciácie magmy, z ktorej mohli vzniknúť, a to pomocou kryštalizačného indexu.

Podľa H. KUNA (1968) má kryštalizačný index – SI – (solidifikation index = $MgO/MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O$) u väčšiny primárnych magiem hodnotu 40. Čím vyšší stupeň diferenciácie pôvodnej magmy, tým väčší SI pre počiatočné diferenciáty. Pri postupnej ďalšej solidifikácii SI klesá úmerne s objemom masy prechádzajúcej z tekutej fázy do pevnej (likvidus – solidus). Podľa tejto zákonitosti H. KUNO (l. c.) triedi horniny takto: SI = 39–30 – bazalty

29–20 – bazalty – andezity

19–10 – andezity

9–0 – dacity

SI skúmaných hornín potvrdzuje zastúpenie bazaltov, andezitov, dacitov a ryolitov. V ojedinelých prípadoch SI dosahuje i vyššie hodnoty ako 40, prípadne 45. Kontrastné hodnoty SI v skupinách vulkanogénnych hornín, vyčlenených na základe uvedených korelácií, zodpovedajú produktom intermitujúceho bazaltovo-ryolitového vulkanizmu (v prípade I – bazaltového, tzv. melafýrového vulkanizmu) a diferenciátom série bazalt – ryolit (v prípade II – bazaltového, tzv. diabázového) magmatizmu – vulkanizmu.

Neisté a nejednoznačné postavenie v diagrame niekoľkých bázitových hornín skupiny I a skupiny II vyvoláva dojmy neobjasnenej súvislosti hornín týchto dvoch skupín a poukazuje na vyššie spomenuté prípadné súvislosti.

Variačné diagramy indexu kryštalizácie – SI a jednotlivých kysličníkov petrogénnych prvkov (obr. 9) potvrdzujú zákonitosti genézy magmatogénnych hornín kriedových zlepcov v určitých diferenciačných celkoch, v určitej následnosti vývoja týchto celkov a súčasne i v určitej diferenciačnej postupnosti jednotlivých horninových členov v týchto celkoch.

Pre bázity – báziká až ultrabáziká, hlbinné i výlevné, sú podľa tejto zákonitosti maximálne hodnoty SI súvisiace s maximálnymi hodnotami Mg, Fe a Ca (v kysličníkoch) veľmi blízke primárnym magmám a minimálne hodnoty SI, vyplývajúce z minimálnych hodnôt uvedených prvkov (váhové % kysličníkov), sa viažu na určité pokročilejšie štádiá diferenciácie.

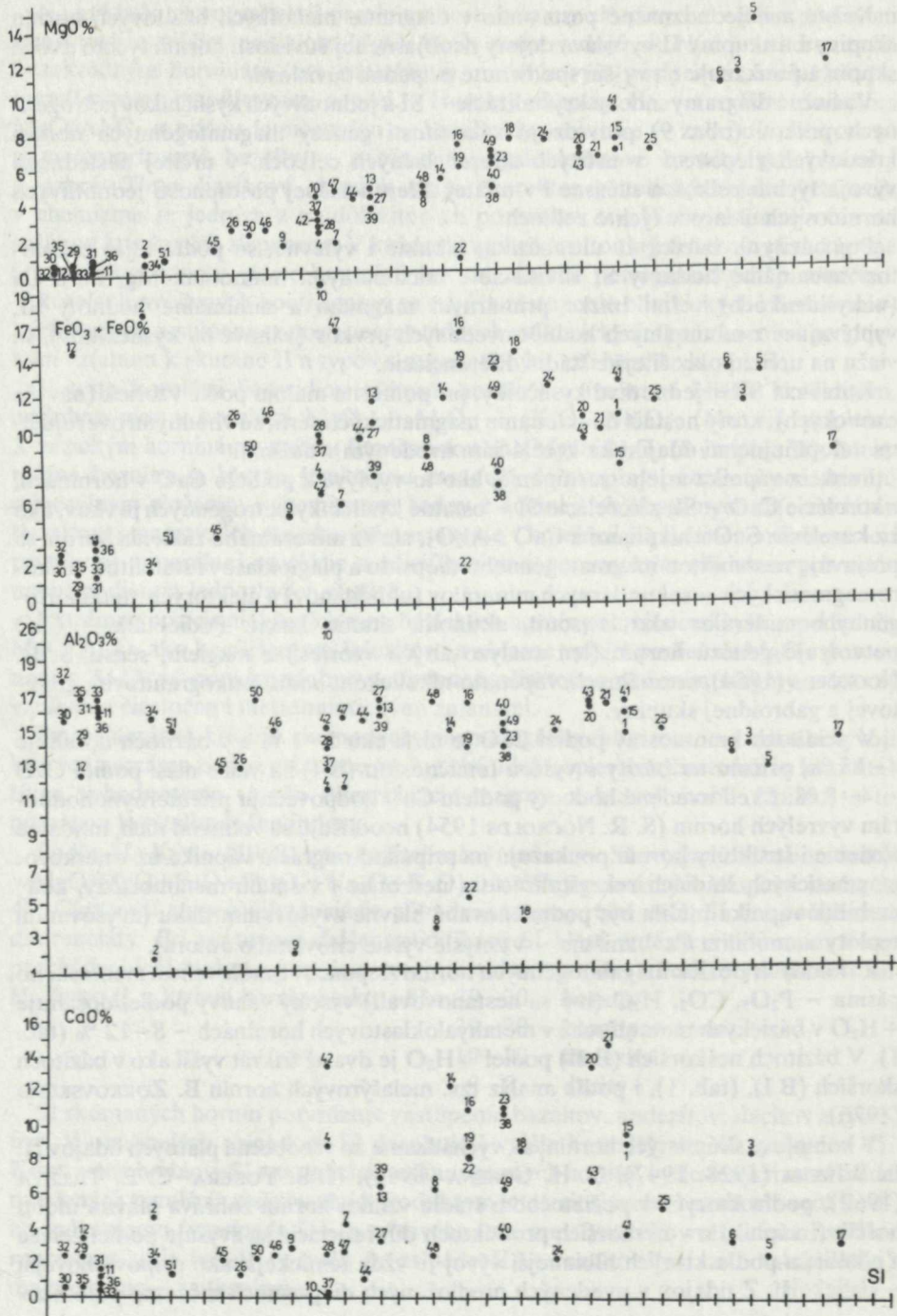
Korelácie SI – jednotlivé kysličníky, pri pomerne malom počte vzoriek (navyše exotických), ktorý nestačí na skúmanie magmatických sérií, sú vhodnými overujúcimi a doplnujúcimi údajmi ku koreláciám uvedeným v ďalšom.

Funkcia vápnika a jeho zastúpenie, ako to vyplýva z podielu CaO v horninách, z korelácie CaO – SI, z korelácie SI – ostatné kysličníky petrogénnych prvkov, ako i z korelácie CaO s alkáliami a CaO s Al_2O_3 , ale i z minerálneho zloženia hornín sa prejavuje nestabilitou magmatogénneho diopsidu a plagioklasov i stabilitou neskoromagmatických – sekundárnych minerálov (uhličitanov) a niektorých metamorfogénnych minerálov ako lawsonit, aktinolit, titanit, kalcit. Podiel alk – CaO potvrdzuje genézu hornín (len analyzovaných vzoriek) z magiem, sensu, S. R. NOCKOLDS (1954), normálnych, vápenato-alkalického radu, leukogranitovej, graniťovej a gabroidnej skupiny.

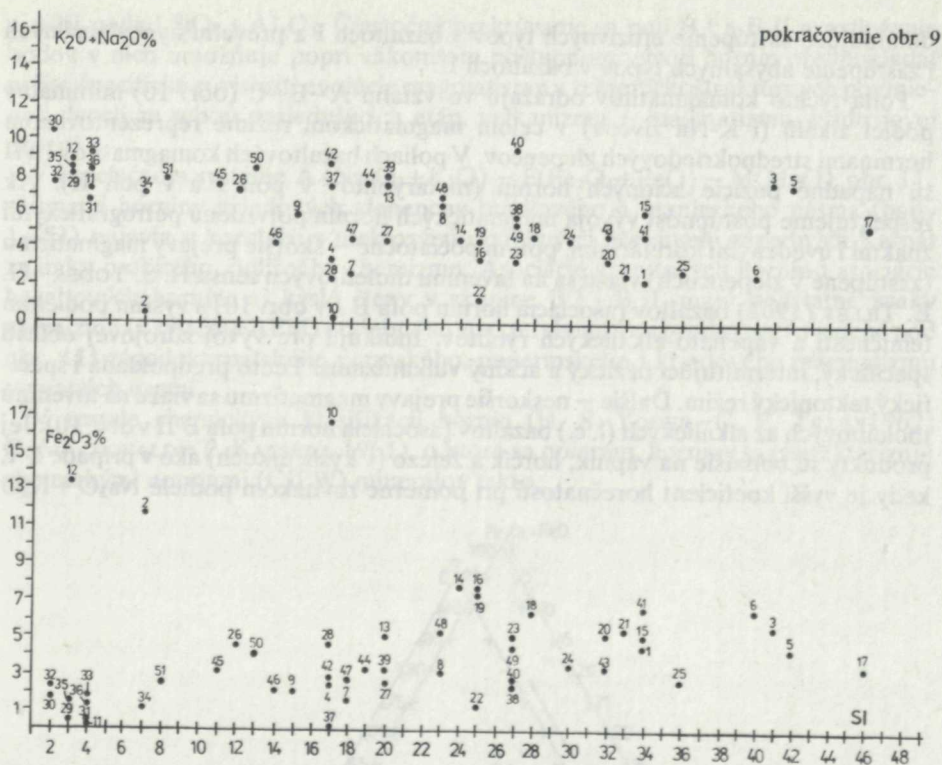
V aciditoch hmotnostný podiel CaO je nižší ako 5–1 % a v bázitoch dosahuje 4–15 %, pričom na bázity s vyššou femičnosťou (B I) sa viaže nižší podiel CaO – 4–8 %. I keď uvedené hodnoty podielu CaO zodpovedajú priemerným hodnotám vyvrelých hornín (S. R. NOCKOLDS 1954) neodlišujú sa veľmi od nich, modálne zloženie i štruktúry hornín poukazujú na prípadnú migráciu vápnika už v neskoromagmatických štádiách rekryštalizácie a neskoršie i v štádiu metamorfózy, kedy mobilita vápnika mohla byť podmienená hlavne zvyšovaním tlaku (zvyšovaním teploty sa mobilita Ca^{2+} znižuje – v zmysle vyššie citovaného autora).

Z fluidných zložiek magmatogénnych hornín zlepcov bradlového a manínskeho pásma – P_2O_5 , CO_2 , H_2O (iné sa nestanovovali) vysoký váhový podiel dosahuje + H_2O v bázických metatufoch i v metahyaloklastových horninách – 8–12 % (tab. 1). V bázitoch neskorších (B II) podiel + H_2O je dva až trikrát vyšší ako v bázitoch skorších (B I), (tab. 1), i podľa analýz tzv. melafýrových hornín B. ZORKOVSKÉHO (1976).

V komplexe skúmaných hornín, ak vychádzame zo všeobecne platných údajov N. L. BOWENA (1928, 1947), D. H. GREENA (1968), H. S. YODERA – C. E. TILLEYA (1962), podľa ktorých v počiatocnom štádiu vzniku hornín zohráva hlavnú úlohu horčík (i vápnik) a v neskorších produktoch diferenciácie sa zvyšuje podiel železa a alkálií; a podľa ktorých hlbinnější vývoj je vždy femickejší ako pripovrchovejší – sialickejší. Z údajov v uvedených predložených diagramoch môžeme potom zo



Obr. 9



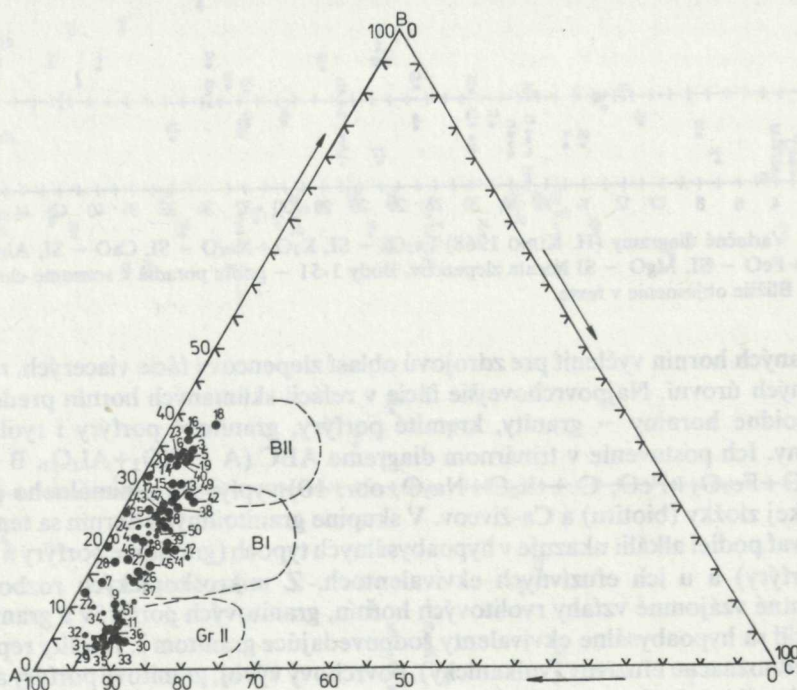
Obr. 9 Variáčne diagramy (H. KUNO 1968) $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Si}$, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{Si}$, $\text{CaO} - \text{Si}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Si}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{Si}$, $\text{MgO} - \text{Si}$ hornín zlepcov. Body 1-51 – podľa poradia v zozname chemických analýz. Bližšie objasnenie v texte.

skúmaných hornín vyčleniť pre zdrojovú oblasť zlepcov i fácie viacerých, rôznych hlbinných úrovní. Najpovrchovejšie fácie v relácii skúmaných hornín predstavujú granitoidné horniny – granity, kremité porfýry, granitové porfýry i rhyolitoidné horniny. Ich postavenie v trinárnom diagrame ABC (A – $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$, B – $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, C – $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, obr. 10) vyplýva z minimálneho podielu femickej zložky (biotitu) a Ca-živcov. V skupine granitoidných hornín sa tendencia zvyšovať podiel alkálií ukazuje v hypoabysálnych typoch (granitové porfýry a kremité porfýry) a u ich efuzívnych ekvivalentoch. Z mikroskopických rozborov sú evidentné vzájomné vzťahy rhyolitových hornín, granitových porfýrov a granitov II. Nezistili sa hypoabysálne ekvivalenty zodpovedajúce granitom I. Rhyolity reprezentujú jednoznačne efuzívny (vulkanický), povrchový vývoj, granitové porfýry a granit hypoabysálny vývoj nerovnakých úrovní.

Všetky ostatné horniny (chemicky analyzované) sa koncentrujú do dvoch faciálnych polí (obr. 10). Pole I zodpovedá fácií bazaltov (tzv. melafýrov) a pole II fácií bazaltov – doleritov (tzv. diabázov). Fácia bazaltov I je z týchto dvoch bazaltových facií povrchovejšia a fácia bazaltov II hlbinejšia. Petrografické rozborov potvrdzujú

dominujúce zastúpenie efuzívnych typov v bazaltoch I a prevahu hypoabysálnych i zastúpenie abysálnych typov v bazaltoch II.

Polia týchto komagmatitov odrážajú vo vzťahu A–B–C (obr. 10) minimálny podiel alkálií (i K-Na živcov) v celom magmatickom režime reprezentovanom horninami strednokriedových zlepcov. V poliach bazaltových komagmatitov I a II sú nápadné pozície acidných hornín (metaryolitov v poli I a v poli II). Ak rešpektujeme postupnosť vývoja magmatických hornín potvrdenú petrografickými znakmi i uvedenými koreláciami, potom počiatkové – skoršie prejavy magmatizmu (zastúpené v zlepencoch) viažu sa na taveninu tholeiitových sensu H. S. YODER–G. E. TILLEY (1962) bazaltov (asociácia hornín poľa B I v obr. 10) s vyšším podielom femičnosti a vápenato-alkalických ryolitov. Indikujú pre vývoj zdrojovej oblasti špecifický, intermitujúci bázický a acidný vulkanizmus. Tento predpokladá i špecifický tektonický režim. Ďalšie – neskoršie prejavy magmatizmu sa viažu na taveninu tholeiitových až alkalických (l. c.) bazaltov (asociácia hornín poľa B II v obr. 10). Jej produkty sú bohatšie na vápnik, horčík a železo (v kysličníkoch) ako v prípade B I, kedy je vyšší koeficient horečnatosti pri pomerne rovnakom podiele $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

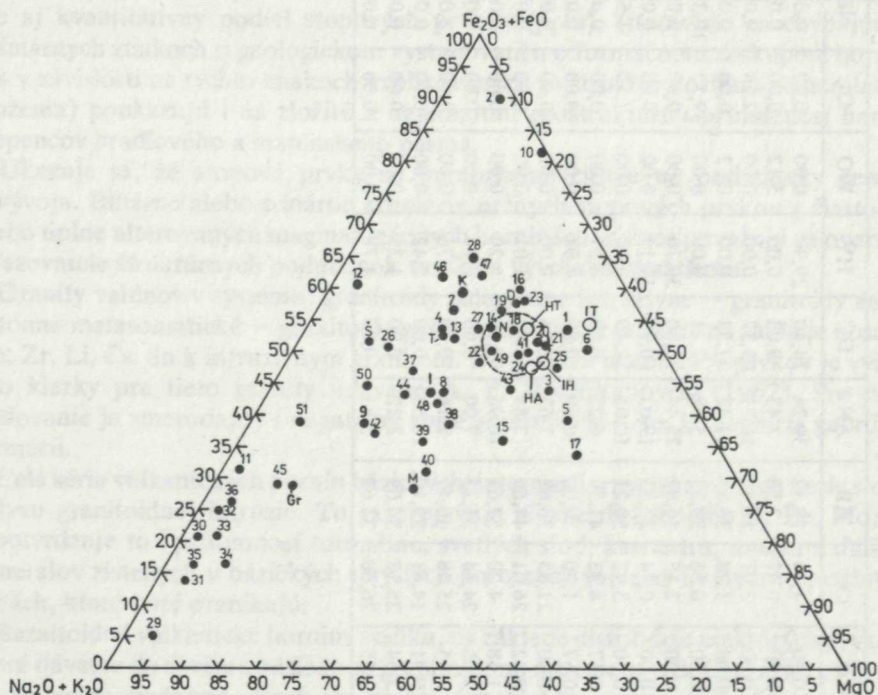


Obr. 10 Diagram ABC hornín zlepcov. Body 1-51 – podľa poradia v zozname chemických analýz, Gr II – granitoidné horniny neskoršie, B I – bazaltoidné horniny skoršie, tzv. melafýry, B II – bazaltoidné horniny neskoršie, tzv. abysálne, diabázové, malé body bez čísla v poli B I – tzv. melafýry zlepcov podľa analýz V. ZORKOVSKÉHO (1976), malé body bez čísla v poli Gr II – granitoidné horniny zlepcov i primárnych výskytov (typy tatridné i gemeridné) podľa analýz D. ANDRUSOVA (1959).

a nižší podiel $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$. Čiastočné prekryvanie sa polí B I a B II a rozloženie bodov v nich umožňuje popri zákonitom postupnom vývoji hornín predpokladať určité špecifické súvislosti evolúcie magmatizmu a tektonickoštruktúrnych podmienok dvoch za sebou nasledujúcich etáp, vulkanizmu – magmatizmu, v zdrojovej oblasti.

V korelačnom systéme A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) – F($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$) – M(MgO), obr. 11, skúmané horniny kriedových zlepencov bradlového a manínskeho pásma (body 1–51) nejavia v korelácii s niektorými obdobnými horninami západných Karpát známky osobitého, odlišného chemizmu. Asociácie granitových hornín i asociácie bazaltových hornín, aj kyslé členy v skupine B I i B II, majú podstatné znaky chemizmu (v systéme AFM) podobné so znakmi chemizmu produktov (uvedené pod obr. 11) západokarpatského permského, popermského i kriedového magmatizmu vybraných území.

V zmysle chemických klasifikácií hornín (H. S. YODER–C. E. TILLEY 1962; G. MACDONALD–T. KATSURA 1961), o ktoré sa opieram, horniny sa charakterizujú chemickými normami (CIPW) minerálov takto:



Obr. 11 Diagram $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ – MgO hornín zlepencov. Body 1–51 – podľa poradia v zozname chemických analýz, čiarkovane ohraničené pole – nederencované bazalty podľa H. KUNO (1968): HT – Havajské tholeiity, IT – japonské tholeiity (IZU Hakone), IH – japonské vysokoaluminiové bazalty (IZU Hakona), HA – Havajské olivínové bazalty, M, Š, T, I, M, K, – tzv. melafýry, perm, chočský príkrov, podľa analýz V. ZORKOVSKÉHO (1976) Gr – gemitridné granity podľa analýz L. KAMENICKÉHO et al. (1974), D – diabázy podľa J. KANTORA (1955). Bližšie v texte.

CIPW normy minerálov niektorých magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma

Anal. č.	Q	C	OR	AB	AN	DI	HY	WO	OL	NE	MT	HM	IL	AP	Celkom
1	6,35	0,00	1,14	18,32	30,24	14,40	29,90	0,00	0,00	0,00	3,90	0,00	1,72	0,00	100,00
2	69,39	0,00	0,47	2,58	3,45	9,03	0,00	5,12	0,00	0,00	9,56	0,28	0,12	0,00	100,00
3	0,00	0,00	3,01	18,48	16,71	23,37	0,00	0,00	22,98	9,00	4,96	0,00	1,49	0,00	100,00
4	22,16	0,00	1,28	30,81	14,37	27,33	0,00	0,52	0,00	0,00	2,17	0,00	1,27	0,00	100,00
5	0,00	0,00	0,56	30,33	5,38	7,21	0,00	0,00	39,72	10,32	3,77	0,00	1,70	0,00	100,00
6	1,43	0,00	2,15	16,82	25,44	13,80	30,70	0,00	0,00	0,00	5,12	0,00	4,53	0,00	100,00
7	42,97	0,00	0,74	22,33	19,02	0,93	11,14	0,00	0,00	0,00	1,56	0,00	1,23	0,00	100,00
8	0,00	0,00	3,42	50,21	10,01	21,49	0,00	0,00	7,59	1,52	2,81	0,00	2,95	0,00	100,00
9	36,21	0,57	4,43	41,39	6,25	0,00	8,51	0,00	0,00	0,00	1,73	0,00	0,84	0,00	100,00
10	45,98	10,67	1,20	0,00	0,89	0,00	7,94	0,00	0,00	0,00	0,75	7,83	5,74	0,00	100,00
29	30,40	0,00	21,85	36,62	7,63	3,34	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,10	0,00	100,00
30	19,45	0,22	26,01	47,60	3,84	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	1,01	0,33	0,47	0,00	100,00
31	31,88	1,58	4,20	52,61	16,96	0,00	2,20	0,00	0,00	0,00	0,28	0,00	0,28	0,00	100,00
32	31,68	3,06	24,44	31,23	7,00	0,00	0,94	0,00	0,00	0,00	0,58	0,62	0,46	0,00	100,00
33	25,89	2,45	25,48	40,45	2,16	0,00	1,76	0,00	0,00	0,00	0,97	0,31	0,61	0,00	100,00
34	30,52	0,91	14,61	39,10	10,53	0,00	2,42	0,00	0,00	0,00	0,19	0,44	0,20	0,00	100,00
35	29,96	2,64	25,18	36,09	3,12	0,00	1,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,59	0,82	0,00	100,00
36	28,65	2,25	26,60	32,68	3,81	0,00	1,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,74	2,43	0,00	100,00

- tholeiity – bazalty s normatívnym hypersténom
- kremité tholeiity – bazalty s normatívnym kremeňom a hypersténom
- olivínové tholeiity – bazalty s normatívnym olivínom a hypersténom
- alkalické olivínové bazalty – bazalty s normatívnym olivínom a nefelínom menej ako 5 %
- bazanity – bazalty s normatívnym olivínom a viac ako 5 % nefelínu
- olivínové nefelinity – horniny blízke bazanitom neobsahujú normatívny albit; hlavné normatívne minerály sú: olivín, diopsid, nefelín.

Autori týchto chemických klasifikácií osobitne zdôrazňujú preverovanie zaradenia bázitov do 6 skupín bazaltových hornín podľa minerálnych noriem i modálnym minerálnym zložením.

Hlavným kritériom na rozlíšenie tholeiitových a alkalicko-olivínových bazaltov je prítomnosť olivínu vo výrastliciach i v základnej hmote a kritériom na priradenie horniny k alkalicko-olivínovému bazaltu je neprítomnosť monoklinického, na Ca chudobného pyroxénu. Prítomnosť na Ca chudobného pyroxénu a nestabilné, rezorbované, alebo intenzívne premenné výrastlice olivínu sú kritériom na priradenie k tholeiitovému bazaltom.

V našom prípade sú podľa toho (tab. 4) v skupine bázitov I zastúpené hlavne tholeiity, kremité tholeiity i olivínové tholeiity a v skupine bázitov II tholeiity, kremité tholeiity, olivínové tholeiity i alkalické olivínové bazalty a bazanity.

Chemické zloženie hornín zlepcov, kvantitatívny podiel petrogénnych prvkov (váhové % kyslíčnikov), uvedené koeficienty, korelácie, indexy a normy chemizmu, ale aj kvantitatívny podiel stopových prvkov (ppm), (nezávisle na chýbajúcich primárnych znakoch o geologickom vystupovaní a o formačnom zoskupení hornín, ale v závislosti na týchto znakoch explikovaných zo štruktúr hornín a minerálneho zloženia) poukazujú i na zložitú a nejednotnú geoštruktúrnu priradenosť hornín zlepcov bradlového a manínskeho pásma.

Ukazuje sa, že stopové prvky sú mimoriadne citlivé na podmienky genézy a vývoja. Binárne alebo trinárne korelácie určitých stopových prvkov v čiastočne alebo úplne alterovaných magmatogénnych horninách sa dnes považujú za overené ukazovatele štruktúrnych podmienok vzniku a vývoja magmatizmu.

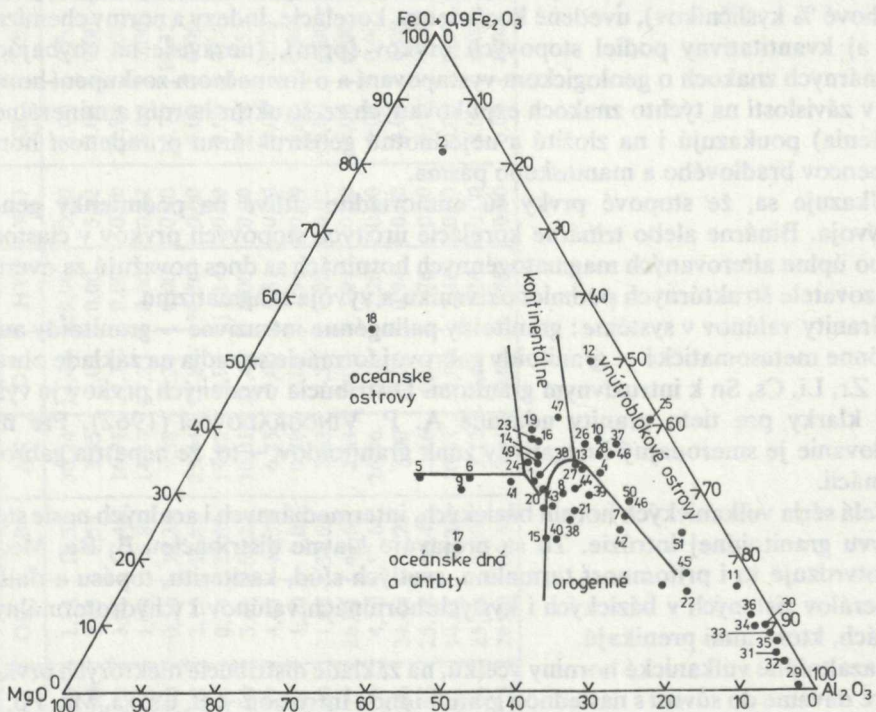
Granity valúnov v systéme: granitoidy palingénne intruzívne – granitoidy autochtónne metasomatické – granitoidy gabrovej formácie sa radia na základe obsahu Rb, Zr, Li, Cs, Sn k intruzívnym granitom. Distribúcia uvedených prvkov je vyššia ako klarky pre tieto granity udávané A. P. VINOGRADOVOM (1962). Pre naše sledovanie je smerodajný i negatívny znak granitoidov – to, že nepatria gabrovej formácii.

Celá séria vulkanických hornín bázických, intermediárnych i acidných nesie stopy vplyvu granitoidnej intrúzie. To sa prejavuje hlavne distribúciou B, Be, Mo, Li a potvrdzuje to i prítomnosť turmalínu, svetlých sfúd, kasiteritu, topásu a ďalších minerálov zistených v bázických i kyslých horninách valúnov i v hydrotermálnych žilkách, ktoré nimi prenikajú.

Bazaltoidné vulkanické horniny vcelku, na základe distribúcie niektorých prvkov, ktoré dávame do súvisu s následnou granitoidnou intrúziou – B, Cs, Li, Mo, Pb, Bi, Sn sú veľmi podobné. Hodnoty niektorých týchto prvkov (tab. 5) sú zhodné s hodnotami v ryolitoidných a granitoidných horninách. Nápadne vysoký obsah Zr vykazujú bazaltoidné až intermediárne horniny skupiny I, s vyššou femičnosťou a nižším podielom MgO/Al_2O_3 (tzv. melafýry, melafýrové porfýry), s pomerne vysokým podielom $K_2O + Na_2O$ aj vo vzťahu k Al_2O_3 . Najpravdepodobnejšie to súvisí s prejavmi sialičnosti zemskej kôry, ako to chápe A. V. PEJVE (1961), v čase ich

vývoja. Tento úkaz by potvrdzovali i špeciálne, tzv. pseudoofitické – pseudoporfyrické štruktúry hornín, prevaha živcovej zložky v pseudovýrastliciach. Zvýšený obsah Zr vykazujú aj intermediárne – dioritoidné a andezitoidné horniny. Z porovnania obsahu niektorých stopových prvkov s klarkovými hodnotami je nápadné, že distribúcia Ti je vysoká v bazaltoidných i dioritoidných horninách. O niečo nižšia je v kyslejších diferenciaciach bázičných tavenín. Nižšia distribúcia v bazaltoidných horninách sa viaže na horniny s vyššou femičnosťou a nižším podielom MgO/Al_2O_3 (skupina I); a vyššia distribúcia Ti sa viaže na skupinu bazaltov II (neskorších) s vyšším podielom MgO/Al_2O_3 .

F. CHAYĚŠ–D. VELDE (1962), J. R. CANN (1971), T. N. IRVINE–W. R. A. BARAGAR (1971) i viacerí vyššie citovaní autori, považujú MgO a Al_2O_3 za spoľahlivé ukazovatele hĺbinnosti vývoja minerálov a metamorfózy. Aplikovali koreláciu $MgO - FeO + 0,9 Fe_2O_3 - Al_2O_3$ na modelovanie geoštruktúrnych situácií bázičného magmatizmu. Vymedzili v trinárnom diagrame poľa, v ktorých korelácie týchto troch zložiek charakterizujú vývoj hornín:



Obr. 12 Diagram MFA. Tektonické variácie vo vzťahu k petrogénnym prvkom (F. CHAYĚŠ–D. VELDE 1965). Body 1–51 – horniny zlepcov ako v predchádzajúcich obrázkoch. Horniny s obsahom glaukofánu a lawsonitu, horniny s vankúšikovitou stavbou, horniny s tzv. stavbou hrnutého bahna, ako aj niektoré ďalšie bazaltoidné horniny skupiny II ležia v poli „oceánske dno a chrbty“ alebo inklinujú výrazne k tomuto poľu, horniny valúnov bazaltoidných I a ryolitodných I majú charakter kontinentálnych orogénnych hornín. Ďalšie objasnenie v texte.

- a) oceánskeho dna a oceánskych chrbtov
- b) oceánskych ostrovov
- c) kontinentov
- d) v orogenetických štruktúrach
- e) vo vnútroblokových štruktúrach.

Chemické zloženie hornín (tab. 1) zlepcov na základe tejto korelácie (obr. 12) predstavuje obdoby kontinentálneho vývoja, vnútroblokového vývoja a vývoja oceánskeho dna i oceánskych chrbtov. Analýza č. 2 je hematitový metakvarcit s glaukofánom a vrásovou textúrou.

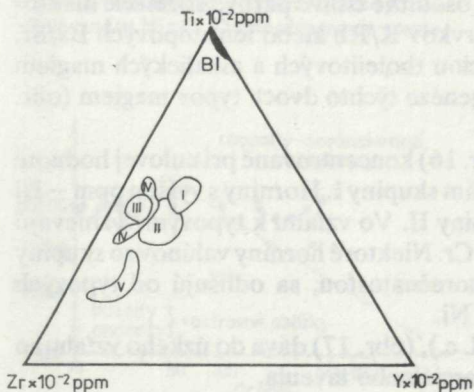
Chemizmus magmatogénnych hornín a geoštruktúrne situácie dávali do vzťahu okrem iných i J. A. PEARCE–J. R. CANN (1971) pri výskume pôvodu ofiolitových bázitov – ultrabázitov na základe korelácií obsahu Ti, Zr a Y. V trinárnom diagrame Ti – Zr – Y a v binárnom diagrame Ti – Zr ohraničili polia parentálnych nediferencovaných magmatických typov, ktoré reprezentujú tieto geoštruktúrne variácie genézy bázických hornín:

- a) bazalty oceánskeho dna
- b) tholeiity japonských ostrovov
- c) tholeiity havajských ostrovov
- d) andezity ostrovných oblúkov

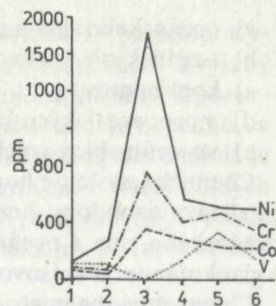
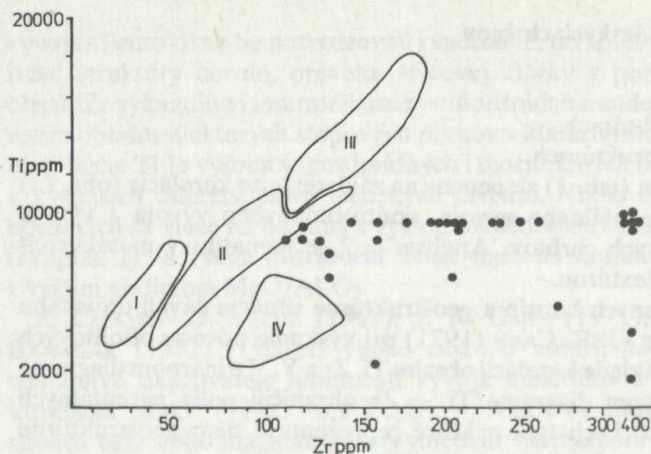
V týchto koreláciách (obr. 13, 14) sa skúmané horniny (ide väčšinou o horniny skupiny B I) líšia od uvedených genetických typov vysokou distribúciou Ti a v korelácii Ti – Zr nadobúdajú v dôsledku zvýšenej distribúcie Zr pozície hraničiace, čiastočne sa prekrývajúce s polom pre bazalty oceánskeho dna a ostrovných oblúkov.

K pozoruhodným údajom vyššie citovaných autorov (l. c.) patrí zhoda – v korelácii Ti – Zr – Y a Ti – Zr andezitov ostrovných oblúkov s ofiolitmi rakúskych Álp niektorých lokalít, ako aj viaceré ďalšie závery ich výskumov.

Distribúciou Ni, Cr, Co, V (obr. 15) sa skúmané bazaltoidné horniny líšia od väčšiny porovnávaných bazaltoidných hornín. Distribúcia týchto prvkov je niekoľkokrát nižšia ako klarkové hodnoty udávané A. P. VINOGRADOVOM (1962) pre intruzívne ultrabázické horniny, i ako klarkové hodnoty pre alkalické bazalty kontinentov a nižšia ako klarkové hodnoty olivinických bazaltov oceánskych



Obr. 13 Triangulárny Ti – Zr – Y diagram (J. A. PEARCE–J. R. CANN 1971). I – tholeiity japonských ostrovov, II – bazalty oceánskeho dna, III – tholeiity Havajských ostrovov, IV – alkalické olivínové bazalty (ostrovo Flory, Azory), V – andezity a bazalty ostrovných oblúkov, B I – horniny zlepcov skupiny bazaltoidných skorších, podľa údajov uvedených v zozname spektrálnych analýz – tab. 5, 7, str. 70, 74. Bližšie objasnenie v texte.



Obr. 14 Diskriminačný diagram (J. A. PEARCE—J. R. CANN 1971) Ti — Zr. Autori na základe Ti a Zr v horninách skúmajú tektonickú afinitu metabazaltov. I — japonské tholeity, II — bazalty oceánskeho dna, III — havajské tholeity, IV — andezity a bazalty ostrovných oblúkov, čierne body — horniny valúnov zlepcov skupiny bazaltoidných skorších — podľa údajov uvedených v zozname spektrálnych analýz — tab. 5 a tab. 6, 7, str. 70, 74. Bližšie objasnenie v texte.

Obr. 15 Distribúcia rudných stopových prvkov: Ni, Cr, Co, V.

1 — horniny zlepcov — bazaltoidná hornina skupiny I s 5–8 cm živicami, 2 — horniny zlepcov — bazaltoidná hornina skupiny II s vankúškovitou stavbou a xenolitom zlepenca, 1, 2 — podľa údajov uvedených v zozname spektrálnych analýz — tab. 5, 3 — ultrabázické bazalty oceánskych ostrovov, 4 — alkalické kontinentálne bazalty, 5 — olivinické bazalty oceánskych ostrovov, 6 — kontinentálne bazalty, 3, 4, 5, 6 — klarky podľa A. P. VINOGRADOVA (1962).

ostrovv. Najviac sa približujú hodnotám udávaným pre kontinentálne tholeitové bazalty. Pozoruhodné je, že vo vzorkách, ktoré na základe petroštruktúrnych znakov môžeme situovať bathyálnejšie (geologickým vývojom), je distribúcia vyššia ako v tých vzorkách, ktoré sú situované (pravdepodobne) pripovrchovejšie (metamorfované „hrnuté bahná“ — metamorfované hyaloklastity).

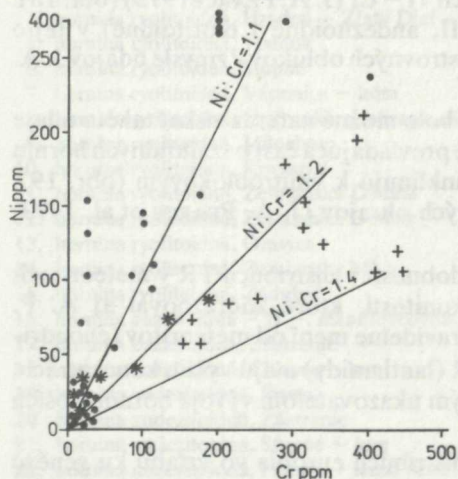
P. W. GAST (1968) dáva párové korelácie K/Rb, Ba/Sr i La/Yb do vzťahu s genézou horninotvorných minerálov a tholeitových a alkalických magiem, z ktorých horninotvorné minerály vznikali. Ako osobitne citlivé párové korelácie niektorých stopových a niektorých základných prvkov K/Rb alebo len stopových Ba/Sr, La/Yb, Cr/Ni dáva do vzťahu s frakcionáciou tholeitových a alkalických magiem a ohraničuje polia hornín zodpovedajúce genéze týchto dvoch typov magiem (obr. 16).

Horniny zlepcov, body v diagrame (obr. 16) koncentrované pri nulovej hodnote Ni a Cr, zodpovedajú bazaltoidným horninám skupiny I. Horniny s vyšším ppm — Ni zodpovedajú bazaltoidným horninám skupiny II. Vo vzťahu k typovým vyznievajú skúmané horniny poddistribúované na Ni a Cr. Niektoré horniny valúnov zo skupiny bazaltoidných neskorších (II), s vyššou horečnatosťou, sa odlišujú od typových tholeitových i alkalických vyšším obsahom Ni.

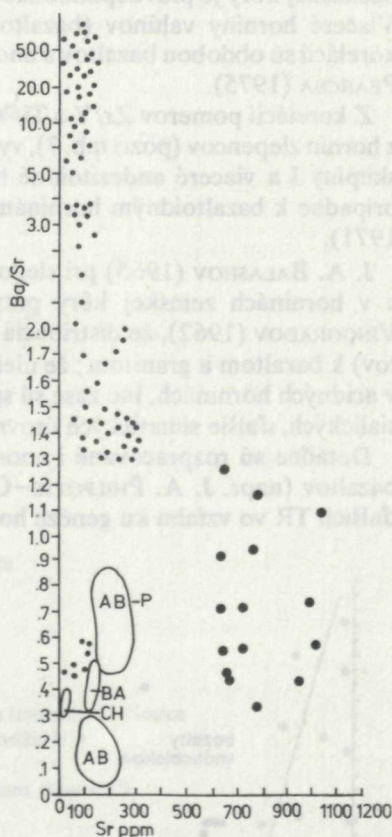
Index Ba/Sr v korelácii s Sr P. W. GAST (l. c.), (obr. 17) dáva do úzkeho vzťahu so stupňom frakcionácie magmy a stupňom parciálneho tavenia.

Z hornín zlepencov sú v diagrame uvedené všetky, v ktorých boli spektrálne zistené Ba a Sr (tab. 6). Ich pozícia v diagrame vo vzťahu k oceánickým horninám zaberá široký diapazón. Bazaltoidné horniny valúnov skupiny II inklinujú pomerom Ba/Sr k oceánickým bazaltom, skupine abysálnych hornín, ktoré P. W. GAST (l. c.) dáva jednoznačne do vzťahu s plášťovou – simatickou taveninou.

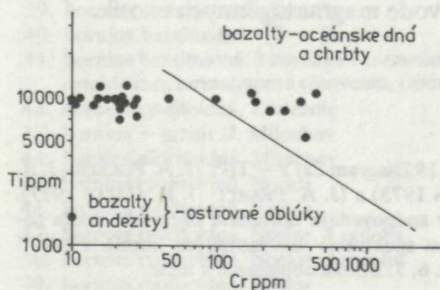
Bazaltoidné horniny skupiny I (tzv. melafýry) a niektoré bazaltoidné horniny



Obr. 16 Diagram Ni – Cr oceánických vulkanických hornín P. W. GASTA (1968). Autor aplikoval diskriminačný diagram na diferencovanie tholeiitových a alkalických magmatických typov: * – oceánické tholeiity, + – oceánické alkalické bazalty, body v diagrame zodpovedajú horninám zlepencov podľa údajov uvedených v zozname spektrálne analyzovaných hornín v tab. 5 a tab. 6, 7. Vo vzťahu k údajom P. W. GASTA (l. c.), A. E. ENGELA et al. (1965) a K. K. TÚREKIANA (1963) horniny zlepencov – bazaltoidné tzv. melafýrové – vyznievajú ako poddistribúované na Ni a Cr. Ďalšie objasnenie v texte.



Obr. 17 Diagram Ba – Sr P. W. GASTA (1968) pre oceánické bazalty. Ch – chondrity, BA – bazaltické achondrity, AB – abysálne bazalty (=tholeiity); väčšie body – alkalické bazalty pacifického oceánu, menšie body – horniny zlepencov uvedené v zozname spektrálne analyzovaných hornín – tab. 5 a tab. 6, 7. Bližšie objasnenie v texte.



Obr. 18 Diagram Ti – Cr J. A. PEARCEA (1975). Body zodpovedajú horninám zlepencov podľa zoznamu spektrálne analyzovaných hornín tab. 5, 6, 7. Bližšie objasnenie v texte.

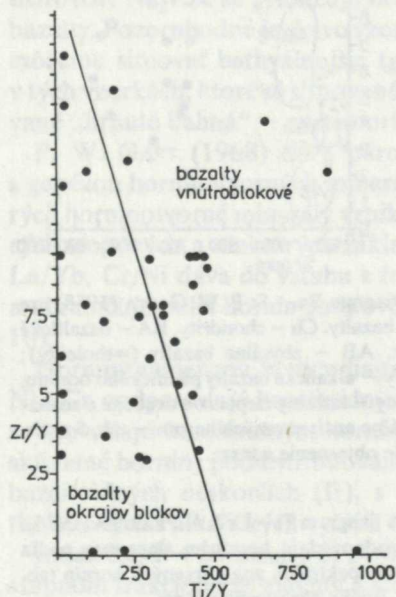
skupiny II s vysokým pomerom Ba/Sr sa nápadne odkláňajú od všetkých oceánických bazaltov. Vysokým podielom živcovej zložky i nápadne veľkými výrastlicami živcov (5–8 cm) sa líšia i petrograficky. Ich vysoký pomer Ba/Sr súvisí, ak akceptujeme P. W. GASTA (l. c.), pravdepodobne s vysokým stupňom parciálneho tavenia.

Geochemická podobnosť niektorých bazaltov zlepcov skupiny II s bazaltmi oceánskej kôry je pravdepodobná i z korelácií Ti – Cr (J. A. PEARCE 1975) (obr. 18). Viaceré horniny valúnov (bazaltoidné I, II, andezitoidné i dioritoidné) v tejto korelácii sú obdobou bazaltov a andezitov ostrovných oblúkov v zmysle údajov J. A. PEARCEA (1975).

Z korelácií pomerov Zr/Y a Ti/Y, pokiaľ bolo možné nateraz získať takéto údaje z hornín zlepcov (pozri tab. 7), vyplýva, že prevládajúca časť bazaltoidných hornín skupiny I a viaceré andezitoidné horniny inklinujú k vnútroblokovým (obr. 19), prípadne k bazaltoidným horninám blokových okrajov (J. A. PEARCE et al. 1973, 1971).

J. A. BALASHOV (1965) pri sledovaní podobnosti v distribúcii TR v meteoritoch a v horninách zemskej kôry potvrdil zákonitosti, ktoré zdôrazňoval aj A. P. VINOGRADOV (1962), že distribúcia TR sa pravidelne mení od meteoritov (chondritov) k bazaltom a granitom; že niektoré TR (lanthanidy) majú vyššiu koncentráciu v acidných horninách, iné zase sú spoľahlivým ukazovateľom vývoja hornín hlbších sialických, ďalšie simatických úrovní.

Detailne sú rozpracované i anomálie v distribúcii európiea vo vzťahu ku genéze bazaltov (napr. J. A. PHILPOTTS–C. C. SCHNETZLER 1968) a distribúcia mnohých ďalších TR vo vzťahu ku genéze hornín v rôznych tektonických situáciách.



Pretože o distribúcii prvkov skupiny La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu v horninách zlepcov bradlového a manínskeho pásma máme nateraz len nepatrné poznatky (pozri tab. 5), musíme i na tomto mieste konštatovať, že pri ďalších výskumoch zlepcov nebude možné obísť tie analýzy a metódy, ktoré by potvrdili ich absenciu alebo distribúciu a prispeli k jednoznačnejším záverom o pôvode magmatogénnych exotík.

Obr. 19 Diagram Zr/Y – Ti/Y (J. A. PEARCE–J. R. CANN 1973) a (J. A. PEARCE–J. H. GALLE 1977). Body zodpovedajú horninám zlepcov podľa zoznamu spektrálne analyzovaných hornín v tab. 5 a tab. 6, 7. Bližšie objasnenie v texte.

Zoznam spektrálne analyzovaných (údaje v ppm) hornín valúnov kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma

Vzorka č.

1. hornina ryodacitoidná s ignimbritovou stavbou, Vrtižer
2. hornina ryolitoidná, Milocho
3. hornina ryolitoidná, Trstená
4. hornina ryolitoidná, Hradná – Zlatý Diel
5. hornina ryolitoidná, Trstená
6. hornina ryolitoidná, Stupné
7. hornina ryolitoidná, Vápenica – kóta
8. hornina ryolitoidná, Hričovská priehrada, odkryv v ceste
9. hornina ryolitoidná, Milocho
10. hornina ryolitoidná, Kravarici
11. hornina ryolitoidná, Zemiaska Dedina
12. hornina ryolitoidná, Zemiaska Dedina
13. hornina ryolitoidná, Oravica
14. hornina ryolitoidná, Zemiasky Mlyn
15. hornina ryolitoidná, Zádubnie
16. hornina bazaltoidná – II –, mandľovcovitá, U Kopeckých
17. hornina bazaltoidná, Zástranie
18. hornina bazaltoidná, Chlmec – lom
19. hornina andezitoidná, Prosné
20. hornina andezitoidná, Zástranie
21. hornina andezitoidná, Stupné – lom
22. hornina andezitoidná, Prosné – lesná cesta
23. hornina dioritoidná, Beňova Lehota
24. hornina bazaltoidná – I –, Kravarici
25. hornina bazaltoidná – I –, Vápenica – kóta
26. hornina bazaltoidná – I –, Clmec – lom, 5–8 cm živce
27. hornina bazaltoidná, Zemiaska Dedina
28. hornina bazaltoidná, Krivá
29. hornina bazaltoidná, Krivá
30. hornina bazaltoidná, Zemiaska Dedina
31. hornina dioritoidná, Sedliacka Dubová
32. hornina – metabazalt hyaloklastitový s glaukofánom a lawsonitom, Nosice
33. hornina – metatufit s glaukofánom a lawsonitom, Podvázie III
34. hornina – metadroba s glaukofánom, Nosice
35. hornina – metavulkanopelit s glaukofánom a lawsonitom, Nosice III
36. hornina andezitoidná, Kravarici
37. hornina andezitoidná, Prosné
38. hornina andezitoidná, Oravský Podzámok
39. hornina andezitoidná, Divinka
40. hornina bazaltoidná – I –, Divinka
41. hornina bazaltoidná, 2 cm žilka s kremeňom, topásom, ortoklasom, turmalínom a cínovcom, Divinka
42. hornina ryolitoidná, Zástranie
43. hornina – granit II, Milocho
44. hornina dioritoidná, Milocho
45. hornina ryolitoidná, Nosice
46. hornina ryolitoidná, Nosice
47. hornina ryolitoidná, Nosice, 4 poloha
48. hornina ryolitoidná, Nosice, 4 poloha
49. hornina ryolitoidná, Nosice
50. hornina ryolitoidná, Vrtižer
51. hornina ryolitoidná, Nosice
52. hornina ryolitoidná, Prosné
53. hornina ryolitoidná, Nosice
54. hornina bazaltoidná, Zemiaska Dedina
55. hornina bazaltoidná, Sedliacka Dubová
56. hornina bazaltoidná, Krivá
57. hornina bazaltoidná, Oravský Podzámok
58. hornina bazaltoidná, Krivá

Spektrálne analýzy (údaje v ppm) magmatogénnych hornín zlepcov bradlového a manínskeho pásma

Č. vz.	Ag	B	Ba	Be	Co	Cr	Cs	Cu	Ga	La	Li	Mn
1.	< 3	178	234	3,5	< 3		30	3,0	8,0	44	20	
2.	< 3	40	178	< 3	< 3		< 30	6,0	7,0	30	83	
3.	< 3	101	282	< 3	< 3		< 30	< 3	18,5	43,0	5	
4.	< 3	< 10	25,0	∅	∅		< 30	< 3	∅	∅	8,7	
5.	< 3	200	219	4,0	< 3		< 30	< 3	15,0	36	33	
6.	< 3	16	86	< 3	4,2		< 30	162	19,5	174	51	
7.	< 3	159	195	< 3	< 3		< 30	5,6	7,0	36	36	
8.	< 3	166	78	< 3	< 3		< 30	3,3	5,5	47	11	
9.	< 3	123	98	< 3	< 3		< 30	9,0	5,0	45	19,1	
10.	< 3	< 10	89	∅	∅		< 30	< 3	< 3	∅	4,4	
11.	< 3	191	191	< 3	< 3		< 30	3,3	11,0	40,0	11,2	
12.	< 3	174	159	3,0	< 3		< 30	< 3	15,0	48	8,5	
13.	< 3	224	87	3,0	∅		< 30	< 3	21,0	44	35	
14.	< 3	195	229	< 3	< 3		< 30	3,8	7,0	69	7,1	
15.		< 30	209		3,8	22,4	< 30	< 3	12,1		22,4	81
16.		Tr	68		24,5	29,5	< 30	7,1	Tr		62	2630
17.		< 30	288		200	168	< 30	4,2	10		65	1350
18.		< 30	170		16,2	129	< 30	19,5	< 10		47	1020
19.		123	309		3	20	30	3	18,2		43	63
20.		30	1100		3	26,9	30	26,9	10		28,2	355
21.		30	309		14,8	45	< 30	4,6	10		28,2	560
22.		69	214		< 3	6,9	< 30	3	11		40	282
23.		< 30	110		20,9	141	< 30	8,9	< 10		89	2510
24.		30	126		23,9	282	30	47	14,5		76	1510
25.		< 30	350		13,8	68	< 30	22,4	10		43	720
26.		66	360		11,2	20	< 30	5,6	10		33	525
27.		112	650		6,6	24,5	30	45	10		35	830
28.		30	440		8,9	101	30	10,7	10		44	1020
29.		30	350		19,1	191	30	76	10		60	575
30.	< 33	180	102	< 3	< 3		< 30	< 3	< 3	14,5	4,7	
31.		30	500		6,5	15,1	30	4,4	10,2		26,3	2000
32.		30	96		7,2	17,4	30	5,8	22,9		49	2140
33.		Tr	44		16,2	370	30	13,8	Tr		44	2020
34.		30	295		3	10,2	30	3,7	39		46	2660
35.							30				33	
36.		71	126		5,5	21,4	< 30	3	22,9		33	251
37.		< 30	214		20,4	115	< 30	7,8	16		65	650
38.		30	166		14,1	42	30	8,1	22		35	1320
39.		40	355		< 3	20,9	< 30	< 3	21		16,2	46
40.		30	239		11,2	25,7	< 30	6,6	13,8		29,5	690
41.		< 30	320		6,6	89	< 30	22,9	Tr		49	380
42.	< 3	30	525	∅	< 3		< 30	< 3	8,0	27,5	44	
43.	< 3	490	186	3,0	< 3		< 30	< 3	6,0	33	10,4	
44.		< 30	400		6,3	24,5	< 30	6,3	18		65	219
45.	< 3	81	600	< 3	< 3		< 30	< 3	10,0	38	23,9	
46.	< 3	282	160	< 3	< 3		< 30	< 3	4,0	18	63	
47.	< 3	263	560	< 3	< 3		< 30	23,0	3,0	21	15,1	
48.	< 3	110	100	< 3	< 3		< 30	3,6	5,0	< 10	47	
49.	< 3	102	117	< 3	< 3		< 30	5,8	3	68	5,1	
50.	< 3	89	257	< 3	< 3		< 30	3,6	8,0	91,0	14,8	
51.	< 3	285	160	< 3	< 3		< 30	3,4	3,5	19	26,9	
52.	< 3	51	141	< 3	< 3		< 30	6,0	15,0	79	17,8	
53.	< 3	88	145	3,2	< 3		< 30	< 3	3,0	< 10	25,1	
54.		112	650		6,6	24,5	< 30	45	10		10	830
55.		< 30	500		6,5	15,1	< 30	4,4	10,2		26,3	2000
56.		< 30	440		8,9	101	< 30	10,7	< 10		44	1020
57.		< 30	166		14,1	42	< 30	8,1	22		35	1320
58.		30	350	19,1	19,1	191	< 30	76	< 10		60	575

Analyzovali: RNDr. J. Kubová, O. Karellová; rok analýzy: 1975–1980; Chem. lab. GÚ PF–UK.

Tabuľka 5 - pokračovanie

Mo	Ni	Pb	Rb	Sc	Sn	Br	Ti	V	Y	Zr	Bi
3	3	3	174	3	5,3	22,5		3	24,5	263	3
∅	10,0	5,0	148	9,0	5,0	60,0		22,5	38	440	< 3
< 3	< 3	< 3,0	219	< 3	6,3	19,0		4,3	36	234	< 3
∅	4,0	< 3	22,4	∅	< 3	720		< 3	∅	< 10	< 3
< 3	< 3	4,0	245	< 3	< 3	8,0		< 3	23,0	210	< 3
< 3,5	54,0	16,6	13,5	17,5	9,0	300		81,0	38	335	< 3
< 3	7,0	< 3	174	< 3	< 3	21,0		5,6	45,5	269	< 3
< 3	< 3	< 3	275	< 3	< 3	11,0		< 3	38	275	< 3
< 3	5,5	< 3	102	< 3	< 3	51		< 3	49,5	490	< 3
< 3	4,0	< 3	< 10	< 3	∅	19,5		21,0	14	14,5	< 3
< 3	< 3	< 3	182	< 3	< 3	19,0		< 3	29,0	251	< 3
< 3	< 3	< 3	309	< 3	5,8	7,5		3,0	41	269	< 3
< 3	< 3	8,0	450	< 3	8,0	25,0		< 3	39	257	< 3
∅	< 3	< 3	282	< 3	3,8	54		45	19	239	< 3
< 10	17	< 10	29,5	10,1		159	> 10000	141	33	251	
Tr	155	< 10	< 10	26,3		60	> 10000	141	43	450	
Tr	410	15,5	43	16,2		229	> 10000	159	19,5	148	
Tr	132	10	35	19,1		135	> 10000	159	14,8	209	
10	3	10	251	10,4		9,8	2090	14,5	10	155	
10	3,7	50	91	19,1		49	3400	7,9	32	275	
Tr	101	12	72	8,9		129	8500	115	20	123	
Tr	5,8	< 10	182	8,9		19,1	4000	< 10	30,9	370	
< 10	87	< 10	26,3	20,9		68	> 10000	138	28,2	234	
< 10	370	10	10	287		245	10000	166	19,5	170	
Tr	54	15,1	54	17		269	> 10000	148	29,5	200	
Tr	38	< 10	102	11,5		195	> 10000	148	19,5	178	
Tr	34	Tr	107	5,4		288	8900	102	28,2	110	
Tr	141	Tr	79	5,9		309	10000	159	37	191	
Tr	410	10	47	10,7		340	10000	145	20,9	182	
< 3	< 3	< 3	282	< 3	< 3	11,0		< 3	49	410	< 3
10	4,3	Tr	93	20,4		141	10000	34	62	450	
Tr	21,4	10	10	21,9		200	10000	66	45		
Tr	288	10,1	10	50		89	10000	200	10		
Tr	12,3	10	68	17		13,5	9400	11,2	69		
			10								
Tr	14,5	< 10	71	14,5		17	7500	62	22,4	209	
Tr	32	11,7	55	20		26	9300	219	35	117	
Tr	6,3	10	60	22,9		89	10000	340	27,2	214	
< 10	< 3	< 10	101	8,9		6,6	1510	18,2	33	400	
< 10	70	< 10	107	13,2		57	10000	182	25,1	155	
< 10	123	10,1	10	9,8		191	> 10000	101	35	263	
< 3	< 3	29,0	65	12,0	< 3	68		7,0	34	525	< 3
< 3	< 3	< 3	104	< 3	< 3	10,0		< 3	28	117	< 3
< 10	50	10,1	112	4		320	8500	112	< 10	117	
< 3	8,0	22,0	234	3,6	4,5	51		< 3	26,5	141	< 3
< 3	6,6	< 3	209	< 3	< 3	19,0		17,0	22	370	< 3
< 3	38,0	6,5	11,2	< 3	< 3	22,0		5,0	23	575	< 3
< 3	7,0	3,0	360	< 3	13,8	55,0		< 3	15	50	< 3
< 3	< 3	< 3	263	< 3	< 3	98		5,0	31	214	< 3
< 3	< 3	5,0	239	4,7	6,0	145		5,0	40	205	< 3
< 3	4,0	4,0	128	6,0	< 3	21,0		13,0	22	295	< 3
< 3	4,0	9,5	112	< 3	7,0	48,0		3,0	47	224	< 3
∅	3	3	166	< 3	5,5	3,5		13,5	17	96	< 3
Tr	34	Tr	107	5,4		288	8900	102	28,2	110	
< 10	4,3	Tr	93	20,4		141	> 10000	34	62	450	
Tr	141	Tr	79	5,9		309	> 10000	159	39	191	
Tr	6,1	< 10	60	22,9		89	> 10000	340	27,5	214	
Tr	410	< 10	47	10,7		340	> 10000	145	20,9	182	

Prvok	ultrabázické	bázické	acidné	valúny
Cr	2000	200	25	370 – 3
Ni	2000	160	8	410 – 3
Co	200	45	5	200 – 3
Ti	300	900	230	10 000 – 2 900
V	40	200	40	340 – 3
Sc	5	24	3	50 – 3
Zr	30	100	200	450 – 10
Ga	2	18	20	39 – Tr
B	1	5	15	224 – Tr
Li	0,5	15	40	76 – 4,1
Rb	2	45	200	450 – 10
Sr	10	440	300	340 – 7,5

⁺A. P. Vinogradov (1962)

Reprezentatívnosť získaných poznatkov o magmatogénnych horninách kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma

Zber hornín bol zameraný na vulkanity. Len okrajovo boli odobrané vzorky granitoidných hornín, nápadne početne zastúpené na všetkých lokalitách zlepcov bradlového a manínskeho pásma v úseku Branč–Trstená, a vzorky s nápadnou bridličnatou stavbou, ktoré boli nájdené zas ako ojedinelé vo frakcii nad 2 cm na niektorých lokalitách.

V snahe poznať čo najviac zastúpených petrografických typov, prípadne sérií hornín vulkanitov, laboratórnym metódam sa podrobili všetky farebné a textúrne variety získaných vulkanitov.

Pri výskume vulkanitov sa zistil určitý podiel granitoidných hornín, ktoré zasiahli do ich vývoja, preto sa preskúmali čiastočne i tieto magmatity.

Laboratórnym výskumom vulkanitov sa zistilo, že ide prevažne o metavulkanity, že sa získali typickí zástupcovia vulkanitov, ale nie typickí zástupcovia alterácií až metamorfóz vulkanických hornín. Hoci v hrubých rysoch sa tieto premeny mohli zaznamenať, nemusia byť zachytené všetky možné.

Experimentálne petrologické práce a petrografické výskumy faciálnych – indexových minerálov (D. S. COOMBS 1960, W. L. BROWN 1960, W. A. CRAWFORD–W. S. FYFE 1965, F. BIRCH–P. LE COMPTE 1960, E. AN ZEN 1961, J. GENSCHAFT 1977 a i.) potvrdzujú, že mnohé z minerálov zistených v horninách valúnov, ako prehnit, pumpellyit, albit, chlorit, epidot, kalcit, zeolitové minerály a ďalšie, môžu vznikáť v podmienkach postmagmatických – metasomatických, aj v priebehu regionálnej metamorfózy, alebo v jej počiatkových (anchi-) alebo pokročilejších štádiách. Aby sme určili genézu týchto minerálov, je potrebné okrem štruktúr hornín urobiť i paragenetickú analýzu minerálnych asociácií hornín magmatogénnych i sedimentogénnych s nimi združených a korelovať neskorodiagenetický a anchimetamorfný až metamorfný vývoj. Vo valúnových vzorkách máme pre túto analýzu pripravený (čiastočne preskúmaný) vhodný materiál.

Vz. č.	Ba/Sr	V/Ni	Ni/V	Cr/Ni	Ni/Cr	Ti-Zr-Y	Ti/Zr
1.	10,5	1	1				
2.	2,9	2,2	0,4				
3.	14,8	1,5	0,7				
4.	0,3	0,7	1,4				
5.	27,4	1	1				
6.	0,3	1,5	0,6				
7.	9,3	0,8	1,2				
8.	7,1	1	1				
9.	1,9	0,5	1,9				
10.	4,6	5,3	0,2				
11.	21,2	1	1				
12.	21,2	1	0,9				
13.	3,8	1	1				
14.	4,3	15,5	0,1				
15.	1,3	8,3	0,1	1,3	0,7	96-2-1	40
16.	1	0,9	1,1	0,2	5,2	94-4-1	22
17.	1,3	0,4	2,6	0,4	2,2	97-1-1	67
18.	1,3	1,1	0,8	0,9	1,0	97-2-0	48
19.	31,5	4,8	0,2	6,6	0,1	92-6-1	13
20.	22,4	2,1	0,5	7,3	0,1	91-7-1	13
21.	2,4	1,1	0,8	0,4	2,2	97-1-1	69
22.	11,2	1,9	0,5	1,2	0,8	90-8-1	11
23.	1,6	1,6	0,6	1,6	0,6	97-2-1	43
24.	0,5	0,4	2,2	0,7	1,3	98-1-1	59
25.	1,3	2,7	0,4	1,2	0,8	97-1-1	50
26.	1,8	3,9	0,2	0,5	1,9	98-1-1	57
27.	2,2	3,0	0,3	0,7	1,4	98-1-0	81
28.	1,4	1,1	0,8	0,7	1,4	97-1-1	52
29.	1,1	0,3	0,3	0,5	2,1	98-1-0	54
30.	9,3	1	1				
31.	3,5	7,9	0,1	0,3	0,3	95-4-0	22
32.	0,5	3,1	0,0	0,8	1,2		
33.	0,5	0,7	1,4	1,3	0,7		
34.	21,8	0,9	1,1	0,8	1,2		
35.							
36.	7,4	4,3	0,2	1,5	0,7	97-2-0	35
37.	8,2	6,8	0,2	3,6	0,3	99-1-0	79
38.	2,1	54	0,0	6,6	0,2	97-2-0	46
39.	53,8	6,3	0,1	6,9	0,1	77-20-1	4
40.	4,2	2,6	0,4	0,4	2,6	98-1-0	64
41.	1,7	0,8	1,2	0,7	1,4	97-2-0	38
42.	7,6	2,4	0,4				
43.	18,6	1	1				
44.	1,3	2,2	0,4	0,5	2,0	98-1-0	45
45.	11,7	0,4	2,7				
46.	8,4	25,7	0,0				
47.	25,5	0,1	6,8				
48.	3,5	0,4	2,4				
49.	1,2	1,7	0,6				
50.	1,7	1,7	0,6				
51.	7,6	3,2	0,3				
52.	2,9	0,7	1,3				
53.	4,1	4,6	0,2				
54.	2,3	3	0,3	0,7	0,2	98-2-0	81
55.	3,5	7,9	0,1	3,5	0,3	95-4-0	22
56.	1,4	1,1	0,8	0,7	1,4	97-1-1	52
57.	1,8	55,7	0,0	6,8	0,1	97-2-2	46
58.	0,9	0,3	2,8	0,02	2,1	99-1-0	54

Vz. č.	Zr/Y	Ti/Y	Ti	Zr	Y	La
1.	10,7			263	24,5	44
2.	11,5			440	38,0	30
3.	6,5			234	36	43,0
4.	10			10	∅	∅
5.	9,1			210	23,0	36
6.	8,8			335	38	174
7.	5,9			269	45,5	36
8.	7,2			275	30	47
9.	9,9			490	49,5	45
10.	1,03			14,5	14	∅
11.	8,6			251	29,0	40,0
12.	6,6			269	41	48
13.	6,8			257	39	44
14.	12,6			239	19	69
15.	13,2	303,0	10000	251	33	
16.	10,5	232,5	10000	450	43	
17.	7,6	512,8	10000	148	19,5	
18.	14,1	675	10000	209	14,8	
19.	15,5	209	2090	155	10	
20.	8,6	106,3	3400	275	32	
21.	6,1	425	8500	123	20	
22.	12,2	129,4	4000	370	30,9	
23.	8,3	354	10000	234	28,2	
24.	8,7	512,8	10000	170	19,5	
25.	6,7	338,9	10000	200	29,5	
26.	9,1	512,8	10000	178	19,5	
27.	3,9	456,4	8900	110	28,2	
28.	5,2	270	10000	191	37	
29.	8,7	478,5	10000	182	20,9	
30.	10,3			410	49	
31.	7,3	161,3	10000	450	62	
32.		222,2	10000		45	
33.		1000	9400		10	
34.		136			69	
35.			7500			
36.	9,3	312,5	9300	209	22,4	
37.	3,3	271	100000	117	35	
38.	7,8	367	1510	214	27,2	
39.	12,1	45,7	10000	400	33	
40.	6,2	398,4		155	25,1	
41.	7,5	285,7		263	35	
42.	15,4		8500	525	34	27,5
43.	4,2			117	28	33
44.	11,7	850		117	10	
45.	5,3			141	26,5	38
46.	16,8			370	22	18
47.	25			575	23	21
48.	3,3			50	15	10
49.	6,9			214	31	68
50.	5,1			205	40	91,0
51.	13,4			295	22	19
52.	4,7			224	47	79
53.	5,6			96	17	10
54.	3,9	315	8900	110	28,2	
55.	7,3	161,3	10000	450	62	26,3
56.	4,9	256,4	10000	191	39	
57.	7,8	263,6	10000	214	27,5	
58.	8,7	478	10000	182	20,9	

Nie je vylúčený nález doteraz nepoznaných magmatogénnych hornín v zlepencoch a sú zdôvodnené predpoklady, že sa pre výskum metamorfózy v zdrojovej oblasti nájdu aj vhodnejšie vzorky ako doteraz.

Údaje o zastúpení hornín na určitých lokalitách nie sú úplné. Niektoré horniny sa len náhodne našli na jednej lokalite. Doteraz nebol robený špeciálny petrografický výskum zlepenčov každej lokality na zastúpené magmatogénne horniny, na prejavy metamorfóz v nich, na výskyt horninotvorných minerálov v tomto zmysle alebo na počet jednotlivých typov magmatogénnych hornín zastúpených na určitých lokalitách.

Mnohé znaky petrografických štruktúr a minerálneho zloženia hornín dávajú možnosť predpokladať väčšiu pestrosť genézy niektorých horninotvorných minerálov a hornín ako je uvedené v jednotlivých častiach.

I teraz sa venovala pozornosť hlavne ryolitoidným a bazaltoidným lávovým horninám, pretože tie sa najhojnejšie získali už pri zbere. Vykazujú početné variácie v minerálnom zložení, štruktúrach i chemizme.

Vzorky, ktoré sú od nich makroskopicky odlišné, sa nezískali v dostatočnom množstve na všetky analýzy, preto boli skúmané len vo výbruse. Nepatria k ryolitoidným, ani k bazaltoidným a nesú znaky ďalších možných magmatických pochodov v zdrojovej oblasti.

Záveru o určitých reálne existujúcich petrogenetických procesoch, zastúpených magmatických horninových typoch alebo horninotvorných mineráloch v zdrojovej oblasti pred strednou kriedou, ktoré sa opierajú v jednom prípade o jednu vzorku, v druhom prípade o približne 70 vzoriek z viacerých lokalít, môžu mať rovnakú platnosť pokiaľ ide o reálnosť existencie určitého znaku, javu, ale ani jedny sa neviažu na určité detailizované priestory alebo kvantá vulkanických más. Súčasný výskum valúnov nedovoľuje robiť závery tohto druhu.

Štruktúry hornín a kvalitatívny minerálny obsah sú odrazom spolupatričnosti – zaraditeľnosti hornín do určitých celkov a väzby každého takéhoto celku (raz jednej vzorky, inokedy i sto vzoriek) na určité rovnaké podmienky genézy a vývoja hornín. Z týchto podstatných znakov hornín nie je možné dedukovať skutočný priestorový rozsah geologických telies, počet vulkanických centier alebo magmatických telies, ktoré v prípade primárnych výskytov hornín udávajú veľa o genéze, formačnej i štruktúrnej priradenosti, priebehu metamorfózy a pod.

Ako oporné petrogenetické znaky odrážajúce relatívnu postupnosť vzniku jednotlivých vulkanických hornín sa využili i druhoradé štruktúry vulkanitov – xenolity vo vulkanických horninách a naložené pomagmatické až metamorfogénne štruktúry hornín.

Postupnosť vývoja vulkanizmu, ktorá sa odráža v týchto štruktúrach hornín, poukazuje nielen na časový úsek – obdobie ohraničené vývojom skoršieho a neskoršieho granitu, v ktorom vulkanické horniny najviac zastúpené v zlepencoch vznikali, ale aj na štruktúrny charakter regiónu, v ktorom vývoj prebiehal. Všetky vulkanické horniny s xenolitmi granitu a vulkanické horniny s xenolitmi tej vulkanickej horniny, ktorá obsahuje xenolity granitu a iných, súčasne s granitom existujúcich hornín, všetky vulkanické horniny bázické i acidné, ktoré obsahujú greisenovú minerálnu asociáciu v žilkách alebo v okoložilných priestoroch i všetky

tie vulkanické horniny, ktoré sa rekryštalizovali za podmienok termickej metamorfózy mohli sa vyvíjať len na kontinentálnom, prípadne na apokontinentálnom regióne. Všetky tie vulkanické i abysálne horniny, ktoré obsahujú xenolity až miniatúrne polohy zlepcov s valúnmi vulkanitov predchádzajúcej skupiny a viaceré ďalšie horniny, ktoré obsahujú glaukofán a lawsonit, nesú znaky vývoja nekontinentálneho (nesialického) – apooceánskeho regiónu.

Chemizmus, podobne ako petroštruktúrne znaky, odráža rôznorodosť, genetickú a vývojovú nejednotnosť hlavne ryolitoidných a bazaltoidných hornín. Určité korelácie základných prvkov (v kysličníkoch) poukazujú na principiálne rozdiely v genéze hornín zlepcov.

Aplikovanie, v súčasnosti detailne rozpracovaných korelácií obsahu základných i stopových prvkov alebo korelácie len stopových prvkov a štruktúrnej priradenosti, ako to uvádza okrem iných i P. W. GAST (1968), J. A. PEARCE–J. R. CANN (1971), na skúmané horniny zlepcov mohlo byť len fragmentárne a nemohlo stačiť pre neúplnosť údajov o distribúcii stopových prvkov v skúmaných horninách na diskriminačnú analýzu, ktorú citovaní autori použili.

I komparácie hornín zlepcov s obdobnými horninami iných tektonických jednotiek Západných Karpát na báze distribúcie stopových prvkov bude možné kompletne urobiť až potom, keď sa získajú takéto údaje i z hornín primárnych výskytov Západných Karpát. Izolované horninotvorné minerály ako základné stavebné jednotky hornín zlepcov a nositelia makro- i mikro- prvkov, a tým aj tí najadekvátnejší reprezentanti podmienok vzniku a vývoja hornín ostávajú sčasti ešte skoro nepoznané.

Poznámky k metamorfóze magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma

Magmatogénne horniny zlepcov sú spravidla čiastočne alebo úplne alterované. Náhodne zistené horniny s výraznou bridličnatou, následne rekryštalizovanou stavbou sa bližšie nesledovali. Reprezentujú najpravdepodobnejšie predmezozoický vývoj magmatizmu, sedimentácie a čiastočne i metamorfózy.

Napriek tomu, že sa týmto horninám, ako aj metamorfóze so znakmi dokázateľne mezozoického – predalbcenománskeho až predaptského vývoja budeme venovať osobitne na inom mieste, uvedieme teraz aspoň niektoré charakteristické znaky metamorfózy odohrávajúcej sa v štádiu predsedimentovaného (predvalúnového) vývoja hornín.

Všetky skúmané horniny zlepcov, až na nepatrné výnimky, prekonalí viaceré nejednotné stupne rekryštalizácie. Do zlepcov sa dostávali už ako metamagmatity a metavulkanity. Prípadné alterácie hornín zlepcového štádia sa nezisťovali.

Osobitosť metamorfózy hornín zlepcov bradlového a manínskeho pásma je nápadná už z petroštruktúrnych znakov. Napriek tomu, že nie sú známe žiadne primárne geologické ani formačné súvislosti magmatogénnych hornín z predzlepcového vývoja, môžeme ich dedukovať zo zachovaných petrografických znakov pomerne spoľahlivo.

Ryolitoidné (a ignimbritoidné) a bazaltoidné (melafýrové) horniny zlepcov nesú znaky nízkotlakových a nízkoteplotných rekryštalizácií a znaky na ne naloženej rekryštalizácie za zvýšených teplôt (andaluzit, amfiboly radu cummingtonit – grünerit a i.). Tieto premeny majú charakter apo-intrakontinentálnych premien s dokázateľnými znakmi vplyvu granitoidných intrúzií stredných až malých hĺbok.

Zvlášť charakteristické pre zlepenec bradlového pásma je zastúpenie metabázik v širšom slova zmysle, s glaukofánom a lawsonitom a pre zlepenec bradlového a manínskeho pásma zastúpenie metabázik bez glaukofánu a lawsonitu, ale s chloritom, aktinolitom, albitom, turmalínom, epidotom, zoisitom, prehnitom, stilpnomelánom a inými.

Horniny s glaukofánom a lawsonitom reprezentujú v zdrojovej oblasti metamorfózu fácie modrých bridlíc. Popri magmatických členoch sú zastúpené i sedimentárne členy – klastogénne a chemogénne.

Horniny bez glaukofánu a lawsonitu, ale s albitom, aktinolitom, chloritom, epidotom, turmalínom a ďalšími spomenutými možno považovať za reprezentantov metamorfózy súboru – fácie zelených bridlíc. Sedimentogénne členy by zastupovali metamorfované bazické pyroklastiká zlepcov. Nevylučujú sa z toho súboru ani pelitické sedimenty. Náznaky metamorfózy klastogénnych i chemogénnych sedimentov ukazujú sa popri našich poznatkoch i z viacerých analytických údajov M. MIŠKA – M. SYKORU 1981. K takýmto náznakom patria hlavne: rekryštalizovaný tmel, nárastové zóny, dolomitizácia po kalcitizácii alebo naopak, rekryštalizačné žilky (rastované žilky sensu M. MIŠKA l. c), albity, turmalíny, ale aj nárastové zóny na klasty takýchto minerálov, prítomnosť albitu, chloritu, muskovitu (rôzna kryštalinita ilitu), biotit v klastogénnych sedimentoch a viaceré iné.

Obidva súbory hornín, fácia zelených bridlíc i fácia modrých bridlíc by mohli zodpovedať v zdrojovej oblasti zhodným alebo susediacim horizontom. Vekové analýzy sa robili z jednej vzorky zo súboru modrých bridlíc.

Stabilita magmatického minerálneho obsahu v horninách oboch súborov je čiastočne až úplne porušená. V metabázitoch fácie zelených bridlíc stabilným plagioklasom sa stáva albit na úkor magmatických plagioklasov s An_{50-75} . V horninách fácie modrých bridlíc albit v asociácii s glaukofánom a lawsonitom sa zistil len výnimočne (v metakeratofýroch). Stabilita magmatogénneho ortoklasu a plagioklasu je výrazne porušená. Viacerými autormi (A. MIYASHIRO 1968, W. L. BROWN 1960, F. BIRCH – P. LE COMPTE 1960) zistené v metabázitoch s glaukofánom a lawsonitom stabilné peristerity pri nízkej teplote a vysokých tlakoch nemáme zatiaľ preverené (M. ŠIMOVA – E. ŠAMAJOVÁ 1983).

Kritické minerály, ako turmalín, albit, stilpnomelán, prehnit, epidot, zoisit, aktinolit a iné, v horninách súboru zelených bridlíc zastúpené vo viacerých asociáciách, odrážajú viaceré variácie v zložení magmatogénnych bazických, aj v zložení sedimentogénnych hornín. Potvrdzujú i vývoj niektorých bazických hornín (s turmalínom) v morskom prostredí a súčasne odrážajú menlivosť faktorov metamorfózy a rôzne stupne nízkotlakovej metamorfózy. Z toho možno dedukovať pravdepodobnosť prejavov nízkotlakovej metamorfózy v zdrojovej oblasti – ako vertikálne zonálnej.

Chemizmus skúmaných premenených hornín nevykazuje nápadné odchýlky

(zvýšenie alebo zníženie jednotlivých zložiek – kyslíčnikov) od chemizmu magmatických ekvivalentov, a to ani v prípade nízkotlakovej, ani vysokotlakovej metamorfózy, ani v prípade alterácií hornín predpokladaného apo-intrakontinentálneho priradenia. Zodpovedá norme vápenatoalkalických a alkalických magiem.

Horniny s glaukofánom a lawsonitom reprezentujúce v zdrojovej oblasti zastúpenie svojrázneho ofiolitového súboru hornín (pyroxenity, bazalty efuzívne, intruzívne, vápence, pelity, psefity, psamity) atypického geosynklinálneho vývoja (zastúpené sedimentárne členy – vápence, psefity, ultrabázika s nejednoznačným pôvodom simatických úrovní a iné) vykazujú len nepatrne vyšší podiel Fe_2O_3 ako horniny bez glaukofánu a lawsonitu. V celom systéme skúmaných bazaltoidných hornín tieto vykazujú najvyšší podiel horečnatosti a nižšiu femičnosť ako horečnatosť. Glaukofán a lawsonit predstavujú v týchto horninách najmladšiu minerálnu asociáciu. Obidva minerály vystupujú ako rovnorodé, len v ojedinelých prípadoch s evidentnými vzťahmi k amfibolu Ca – aktinolitu. Aj relikty predglaukofánovej alterácie, so znakmi hlavne serpentinizácie, chloritizácie, spilitizácie, kalcitizácie a i., poukazujú na tendenciu zvyšovania sa $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ i P_{CO_2} ešte pred glaukofanizáciou týchto hornín.

Horniny s glaukofánom a lawsonitom nevykazujú žiadne mimoriadne obohatenie ani na Na_2O , aj keď trend všetkých skúmaných hornín zlepcov inklinuje k zvyšovaniu nátriovosti. V niektorých vzorkách vyšší podiel glaukofánu neprevyšuje normatívny albit ani metabázických hornín, ani nepremených bázických hornín zlepcov.

Žiadne vzorky tejto skupiny nemajú znaky stavby len metamorfovaných hornín.

Podmienky metamorfózy týchto hornín vykazujú predovšetkým kritické minerály, hlavne glaukofán a lawsonit.

Lawsonit, vodnatý ekvivalent anortitu, líši sa od neho štruktúrnou usporiadanosťou a vyššou koordináciou Al, čo viacerí autori (F. E. WICKMAN 1943, J. B. THOMPSON 1955) vysvetľujú ako prejavy účinkov vysokého tlaku. Lawsonit je Ca-minerál, silikát s obsahom H_2O , jeho vznik a stabilitu podmieňuje (W. A. CRAWFORD – W. S. FYFE 1965, Y. SEKI 1958, V. C. SOBOLEV 1974 a iní) predovšetkým $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ a P_{CO_2} . V prírodných podmienkach vystupuje (W. G. ERNEST 1963 a i.) v zónach vysokotlakovej metamorfózy, v metamorfovaných bázických a pelitických horninách. Asociuje s Na-amfibolom a Na-pyroxénom. Zatiaľ, čo Na-amfiboly vznikajú i v prechodných zónach k prehnito-pumpellyitovej fácii, vo fácii zelených bridlíc a v epidotovo-amfibolitovej fácii (ktoré A. MIYASHIRO 1968 zaraďuje ako subfácie do fácie glaukofanických bridlíc), lawsonit je stabilný len vo vysokotlakovej časti tejto fácie. Celá fácia zahŕňa teplotné rozpätie 200–550 °C. Vznik lawsonitu sa obmedzuje na teplotu nižšiu ako 400 °C (W. G. ERNST 1963). Experimentálne sa potvrdilo, že jeho stabilita sa viaže na $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ vyšší ako 300 MPa. V iných podmienkach ako vysokotlakových sa doteraz vývoj lawsonitu nezaznamenal. Naopak, viaceré údaje potvrdzujú, že prírodný lawsonit pri vyššom termoprúde stráca stabilitu, a tak lawsonitové horniny fixujú i osobitý tektonický režim, ktorý prebiehal po metamorfóze fácie modrých bridlíc (W. P. ROEVER 1964), čo by pre náš prípad znamenalo neprítomnosť granitového magmatizmu v regióne, v ktorom táto metamorfóza prebiehala.

Prírodný glaukofán (glaukofán II v zmysle W. G. ERNSTA 1968) je stabilný pri tlaku vyššom ako 300 MPa a teplote 300 °C. Je závislý predovšetkým od špeciálneho

zloženia prostredia a od miesivosti Ca, Na, Mg, Fe³⁺, Fe²⁺, Al za uvedených podmienok. V skúmaných horninách obsahuje popri Na i Mg a Fe zložku. Zodpovedá v izomorfnom rade – glaukofán – crossit – magnézioriebeckit – crossitu až magnézioriebeckitu.

Glaukofánová metamorfóza sa v petrogenéze objasňuje viacerými variantmi v podstate dvoch protikladných hypotéz: hypotézou vysokého tlaku a hypotézou nízkeho tlaku.

Najpreskúmanejšie oblasti glaukofánovej metamorfózy v Japonsku (Y. SEKI 1958 a iní), v Západnej Kalifornii (T. W. BLOCHAM 1959, W. G. ERNST 1963, E. D. GHENT 1965 a iní), na Novom Zélande (D. S. COOMBS 1969), v euroázijskej časti ZSSR (N. L. DOBREC OV 1974) i v alpskom segmente alpsko-karpatského oblúka (P. BEARTH 1962, E. NIGGLI 1970), v Zakarpatskej oblasti (G. N. DOLENKO – L. G. DANILOVIČ 1976 a iní), ako aj experimentálne výskumy potvrdzujú vývoj glaukofánu a lawsonitu v podmienkach vysokých tlakov vyvolaných špecifickými tektonickými pochodmi v paleozoických, viacerých mezozoických i mladších etapách vývoja zemskej kôry.

Hypotetické modely alochemickej (metasomatickej, vysokotermickej) genézy glaukofánových hornín predpokladajú (napr. R. L. GRESSENS 1967, A. A. MARAKUŠEV 1965 a iní) oceánske prostredie vývoja bázičského magmatizmu a na toto prostredie viazanú serpentinizáciu, spilitizáciu a iné metasomatické pochody, ako predvojové pochody glaukofánovej metamorfózy.

Zistené údaje o horninách kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma by sme mohli interpretovať existenciou dvoch vývojom odlišných georegiónov – pásiem s párovou stavbou v zdrojovej oblasti pre tieto zlepenca. Na jednej strane je to pásmo (georegión) metamorfózy vysokých tlakov – pásmo glaukofánovo-lawsonitovej metamorfózy osobitného apoofiolitového súboru hornín a druhé pásmo by zodpovedalo pásmu nízkotlakovej metamorfózy so zvyšujúcim sa geotermickým gradientom. Pásmo vysokotlakovej metamorfózy by zodpovedalo vonkajšej apo-oceánskej strane; pásmo zvýšených teplôt vnútornejšej strane najpravdepodobnejšie okrajových častí kontinentálneho bloku. Pri objasňovaní vzťahov týchto dvoch regiónov nemožno vylúčiť hlavne prírodné cesty bázičského a ultrabázičského magmatizmu, ktoré ako hlbinné mohli príčinne i následne súvisieť s pomagmatickým vývojom s glaukofánovo-lawsonitovou metamorfózou.

Pásmo metamorfózy nestotožňujeme s tektonickými pásmami – bradlovým a manínskym. Súbor hornín s glaukofánom a lawsonitom sa zistil len v zlepencoch bradlového pásma. Horniny súboru zelených bridlíc sa zistili v bradlovom i v manínskom pásme. Toto zastúpenie v zlepencoch majú i granitoidné horniny, ktorých aktivita sa prejavila na horninách fácie zelených bridlíc.

Stručne uvedené zložité problémy vývoja magmatizmu ešte ďalej preverujeme.

Uvedené predpoklady pomagmatického vývoja hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma, ako jedny z viacerých možných, vyžadujú práve tak ďalšie doplnujúce i preverovacie údaje.

Rovnako i prípadné súvislosti skúmaných hornín s glaukofánom a lawsonitom zo zlepcov bradlového pásma s glaukofánickými horninami triasu gemeríd, ktoré sa (J. KAMENICKÝ 1957) objasňovali jedným variantom nízkotlakovej metamorfózy, a ktoré neskoršie Š. BAJANIK – P. REICHWALDER (1976) dávajú do súvisu s vysokotla-

kovými (tektonickými) pochodmi v Západných Karpatoch, ostávajú zatiaľ petroge-neticky nepodložené.

Poznámky k vekovej zaradenosti magmatogénnych hornín kriedových zlepen-cov bradlového a manínskeho pásma

Zlepenca, z ktorých sa magmatogénne horniny skúmali, radia sa (sensu A. BE-GAN—K. BORZA—J. SALAJ—O. SAMUEL (1965), A. BEGAN—O. SAMUEL (1975), J. SALAJ—O. SAMUEL (1966) a i.) k strednej kriede. Tým sa udáva (maximálne posunutá) horná veková hranica magmatogénnych hornín zastúpených v zlepen-coch.

D. ANDRUSOV (1959) predpokladal pre kyslé a bázické vulkanity permský vek. T. WIESER (1970 a i.) na základe výskytov exotických zlepen-cov na poľskej strane bradlového pásma ich priradil k vulkanizmu začínajúcemu v strednej kriede. K. G. ČERNOV (1973) udáva pre valúny albitofýru z neopieninskej kordiléry rádio-metricky stanovený kriedový vek. L. KAMENICKÝ et al. (1974) zaraďuje žuly na základe geochronologických analýz ako kriedové. S. S. KRUGLOV—A. K. BOJKO—B. ZAJDIS (1974) uvádzajú „výskyt úlomkov granitoidov z paleogénnych konglomerá-tov pieninskej zóny celého úseku Slovenska a Zakarpatska“ s vekom vrchná jura — spodná krieda.

Z nami skúmaných hornín sa vybrali na vekovú $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ analýzu: 1. granitoidy s greisenovou asociáciou, o ktorých sú vo valúnovom materiáli dôkazy ich aktívneho zásahu na preexistujúce bázické a kyslé efúzie a extrúzie, 2. ryolitoidné lávové horniny a ryolitoidné horniny s ignimbritovou stavbou, ktoré sme na základe xenolitových štruktúr zaradili k počiatovým prejavom acidného vulkanizmu (nasle-dujúceho po bázickom — potvrdené xenolitmi), 3. bazaltoidné horniny (B II) s hyaloklastovou stavbou a s glaukofánom a lawsonitom, ktoré sa radia na základe xenolitových štruktúr a chemizmu k neskorším bazaltoidným horninám v relácii celého komplexu skúmaných vulkanitov. Ide o bázity s nižšou femičnosťou a vyššou magnéziovosťou.

J. RYBÁR—J. KANTOR (1978) pre ryolitoidné horniny určili vek 115,6—138,5 mil. rokov, pre ryolitoidné horniny s ignimbritovou stavbou 121—134 mil. rokov, pre bazaltoidné horniny s vankúškovitou stavbou s glaukofánom a lawsonitom 138 a 140 mil. rokov, pre granity 126 a 136 mil. rokov, čo znamená (pre určované horniny) vek vrchná jura — spodná krieda.

I v prípade vekovo analyzovaných i v prípade mnohých ďalších hornín ide o polygenetický vývoj. Všetky kontrolovateľné etapy genézy i vývoja viažu sa na predvalúnové štádiá vývoja hornín. Všetky skúmané horniny sa zistili v albsko-ceno-manských zlepencoch (kysucko-pieninské, klapské a manínske) v dokonalejšej zaoble-nej podobe. Najskoršie známky vulkanizmu v zlepencoch sa zistili (M. MIŠTK—M. SÝ-KORA 1981) už v apte.

V skúmaných horninách sa zistili známky viaccyklického i viacfázového (postup-nosť v cykloch) vývoja vulkanizmu i magmatizmu.

Pri určovaní následnosti, cykličnosti a fázovosti vychádzame z petroštruktúrnych i petrochemických znakov:

1. úlomky granitoidných hornín, grafitických bridlíc, pelitov, kremencov, svorov, vápencov i bazaltoidných hornín s ofitickou – sideronitovou stavbou (B I) v lávo-
vých ryolitoidných horninách i v ryolitoidných horninách s ignimbritovou stavbou
potvrdzujú existenciu všetkých hornín xenolitov pred ryolitoidným vulkanizmom;

2. xenolity angulárnych ryolitov v ryolitoidných lávach dokazujú viacfázovosť
ryolitoidných efúzií;

3. rozdielna femičnosť a magnéziovosť bázických efuzív odráža väzbu bázického
vulkanizmu na viaceré, rôzne cykly;

4. prejavy kontaktnej matamorfózy na bázických vulkanitoch s vyššou magnézi-
vosťou a na kyslých vulkanitoch a prejavy greisenovej metasomatózy na bázických
vulkanitoch s vyššou i nižšou femičnosťou potvrdzujú, že granitoidný magmatizmus
je mladší ako bázické a kyslé vulkanity ním alterované;

5. xenolity granitov v ryolitoidných horninách a prejavy kontaktnej termickej
a prikontaktnej metasomatickej alterácie granitoidnými horninami poukazujú na
existenciu dvoch granitov – staršieho (skoršieho) I a mladšieho (neskoršieho) II
v zdrojovej oblasti a na vývoj kyslého a bázického vulkanizmu, dominantne
zastúpeného v zlepencoch bradlového a manínskeho pásma v období časove
i priestorove ohraničenom granitmi – granitom I a granitom II. Sú viaceré dôkazy
existencie i staršieho magmatizmu ako je granit I (orto a paramateriál), ktorému sa
venovala len okrajová pozornosť, a existencie mladšieho vulkanizmu ako granit II,
ku ktorému radíme vulkanické horniny so zachovanou magmatickou asociáciou
minerálov, hlavne pyroxénov;

6. xenolity zlepenčov a miniatúrne polohy zlepenčov – šlíry s valúnikmi bazalto-
vých (B I) hornín v bazaltových hyaloklastitoch (B II) malmu (J. RYBÁR – J. KANTOR
l.c) určujú vzájomný časový vzťah vývoja bázických vulkanitov skupiny B I a B II.

I keď petroštruktúrne znaky a chemizmus odrážajú len relatívne časové vzťahy
vývoja jednotlivých skupín hornín zlepenčov, považujeme ich za smerodajné oporné
body pri výskume valúnového materiálu.

Ak sa vekové údaje pre bazaltoidné lávy B II vyššie spomenutých autorov
– 140 mil. rokov, malm, vzťahujú na najmladšie asociácie minerálov v nich, potom
tento vek zodpovedá glaukofanicko-lawsonitickej metamorfóze a celý komplex
magmatizmu – vulkanizmu i sedimentogenézy postihnutý lawsonitizáciou a glauko-
fanizáciou by mohol byť o niečo starší, ale rozhodne nie predmezozoický, ako to
predpokladá M. MIŠÍK – M. SÝKORA (l.c). Existenciu predmezozoickej glaukofanizá-
cie nemáme dnes ničím podloženú. Mezozoický vek všetkých hornín s glaukofánom
potvrdzujú i xenolity bazaltov I obsiahnuté v bazaltoch II. O časovom vzťahu vývoja
hornín s glaukofánom a lawsonitom ku granitu II by sme mohli na základe stability
lawsonitu v horninách usudzovať, že granity II sú skoršie ako glaukofanizácia
a lawsonitizácia hornín. Viaceré znaky však dokazujú, že granity II sú mladšie ako
bázické vulkanity. Potvrdzujú to i vyššie spomenuté vekové analýzy. I v prípade
omladenia granitov greisenovou metasomatózou, metabazaltov glaukofanizáciou,
lawsonitizáciou, paragonitizáciou a pod., vekové vzťahy indikujú, že aktivita granitu
nezasahovala zóny so stabilným lawsonitom, prípadne, že asociácia lawsonitu
nemusela byť v čase a priestore účinkov maximálneho termogradientu vyvinutá.

Poznámky k štruktúrnej a tektonickej priradenosti magmatogénnych hornín kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma

Uvedené predpoklady o geoštruktúrnej a tektonickej priradenosti sa opierajú o petrologické fenomény.

Štruktúra a minerálne zloženie hornín zlepcov poukazuje na to, že sa formovali v čase ich primárnej kryštalizácie na rôznych úrovniach: povrchových, ako efuzívne a extruzívne, za vulkanických i subvulkanických podmienok; a hlbinných, ako malé intrúzie a pripovrchové žilné telesá za hypoabysálnych a abysálnych podmienok.

Chemické zloženie potvrdzuje, že kyslé a bázické horniny zodpovedajú rôznym štádiám magmatickej diferenciacie. To súvisí s výrazne odlišnými tektonickými podmienkami vzniku a vývoja viacerých etáp magmatizmu.

V celom komplexe magmatogénnych hornín môžeme vyčleniť, pokiaľ ide o geoštruktúrnu priradenosť, skupinu bázických a kyslých vulkanických hornín s prejavmi účinkov granitovej intrúzie a skupinu vulkano-magmato-sedimentogénnych hornín bez znakov vplyvu granitovej intrúzie, ale so znakmi glaukofanizácie a lawsonitizácie.

Granitoidná intrúzia má leukokrátny až aljaskitový (obsahuje nízky podiel biotitu) charakter. Obsahuje nízky podiel $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , CaO , zvýšený podiel Al_2O_3 , SiO_2 dosahuje 75 % a alkálie 8–9 %, K je v prevahe nad Na (ortoklas je v prevahe nad albitom). Štruktúry granitoidných hornín potvrdzujú, že ich kryštalizácia prebehla na stredných, hypoabysálnych až subvulkanických úrovniach. Aj granitové porfýry a kremité porfýry ako ľahké diferenciáty granitovej magmy sa dostávali až do subvulkanických úrovní. Zložením i štruktúrami sú tieto granity blízke eutektickým granitom získaným experimentálne (O. F. TUTTLE–N. L. BOWEN 1958). Doteraz zistené minerálne zvláštnosti (ortit, turmalín, biotit) granitov a geochemické osobitosti (obsahujú Y, La, V, Be, Cs, Li, B a i.) poukazujú na ich kryštalizáciu z obohateného (na uvedené prvky) magmatického zvyšku v sialickom, kontinentálnom regióne, tektonicky špeciálne aktivizovanom.

Nejednotnosť v minerálnom zložení (variabilný podiel primárnych i sekundárnych–greisenových minerálov) hornín, petroštruktúrna variabilnosť, poukazuje na postupnosť genézy a vývoja týchto hornín v zdrojovej oblasti, na postupnosť ich vývoja v rôznych úrovniach a na postupný zonárny vývoj greisenovej asociácie (turmalinizácia, biotizácia). Denudačno-erozívna pripravenosť nemusela dosahovať úrovně i prípadnej maximálnej greisenovej mineralizácie. Preto nemožno očakávať ani absolútne zhodné exaktné údaje vekových analýz hornín. Zatiaľ nie je možné jednoznačne sa vyjadriť k otázke vzťahu ignimbritového ryolitoidného vulkanizmu k tektonickej predgranitovej aktivite.

Bázické a kyslé vulkanity poznačené termickou metamorfózou (ryolitoidné tufity s andaluzitom, kontaktné rohovce po bázických tufoidných horninách, greisenové žilky v bázických horninách, turmalín v mandliach i žilkách v bázických horninách) sa radia k predgranitovému, kontinentálnemu vývoju.

V celom komplexe bázických predgranitových hornín, petroštruktúrne mimoriadne pestrých, primárnym minerálnym obsahom jednoduchých, sekundárne polymine-

rálnych, sa na základe chemického zloženia vyčlenila skupina hornín s vyššou, menlivou femičnosťou a nižšou, menlivou magnéziovosťou a skupina hornín s vyššou, menlivou magnéziovosťou a nižšou, menlivou železitosťou. Horniny s vyššou femičnosťou (podobné melafýrom) sú skoršie (potvrdzujú to i xenolitové štruktúry) ako horniny s vyššou magnéziovosťou. Ak rešpektujeme zákony magmatickej a kryštalizačnej diferenciácie, zákonitosti rozvoja magmatizmu v geosynklinálnych podmienkach rôznych štádií (D. H. GREEN 1968, G. D. AFANASJEV 1974, H. KUNO 1968 a iní), tieto bazalty predstavujú pokročilé štádium diferenciácie bazaltovej, simatickej, tholeiitickej taveniny. Minerálna špecifičnosť týchto bazaltových hornín (vysoký podiel živcovej zložky), petroštruktúrna variabilnosť (vulkanické i subvulkanické podmienky, podiel vulkanického skla), chemická osobitosť (vyššia femičnosť ako horečnatosť, menlivá femičnosť, menlivá horečnatosť), geochemická povaha (vysoký podiel Ba a jeho väzba na 2–8 cm veľké pseudovýrastlice živcov) poukazujú na pravdepodobnú spolupatričnosť týchto hornín k rovnorodej formácii neskorých etáp rozvoja geosynklinálneho systému predmezozoického.

Zvýšená alumíniovosť tejto skupiny bazaltových hornín mohla súvisieť (platí pre rozvoj v zdrojovej oblasti kriedových zlepcov bradlového a manínskeho pásma) s procesmi asimilácie kôry v období „medzipristátia“ simatickej tholeiitickej taveniny v prechodných krboch počas jej pulzatívneho presunu z hĺbky k povrchu (ako to chápe A. V. PEJVE 1961, T. J. FROLOVA et al. 1973, H. KUNO 1968 a iní). Viaceré z uvedených znakov tejto skupiny hornín (hlavne 2–8 cm pseudovýrastlice živcov) poukazujú na osobitnú tektonickú činnosť regionálneho charakteru v simaticko-sialických úrovniach kontinentálnych až okrajovo-kontinentálnych regiónov.

S touto tektonickou činnosťou by sme mohli dávať do súvisu i vznik ignimbritových hornín. Údaje o ich veku (J. RYBÁR – J. KANTOR 1978) sa však s týmto predpokladom rozchádzajú.

Bázické horniny zlepcov s vyššou magnéziovosťou a nižšou femičnosťou, so zistenými prejavmi granitovej intrúzie v nich, zaraďujeme oproti predchádzajúcim ako mladšie bazaltoidné (príp. neskoršie – II). Z uvedeného o diferenciácii magiem dávame tieto bázické horniny do vzťahu s počiatočným štádiom geosynklinálneho vývoja. Následnosť vývoja granitoidnej intrúzie určuje ich geosynklinálny kontinentálny mezozoický charakter.

Niektoré intruzívne bázické horniny s vyššou femičnosťou a niektoré intruzívne s vyššou magnéziovosťou sú štruktúrou, primárnym i sekundárnym minerálnym zložením i chemizmom podobné až zhodné. Tieto vzťahy na základe valúnového materiálu ostávajú nateraz neobjasniteľné.

Zistené horniny s glaukofánom a lawsonitom, ktoré zahrňujú:

- | | |
|-------------------|--|
| metapyroxenity | – glaukofanizované pyroxenity s melanitoidným granátom |
| metabazalty | – glaukofanizované hypoabysálne bazaltoidné horniny |
| metaryolity | – glaukofanizované ryolitoidné horniny |
| metavulkanopelity | – glaukofanizované šlírové vulkanopelity |
| metahyaloklastity | – glaukofanizované bazaltové vankúšikovité (hyaloklastované) horniny 130–140 mil. rokov. |
| metavápence | – glaukofanizované chemogénne sedimenty |

metakryštalohyaloklastity	– glaukofanizované kryštalohyaloklastity
metagabrobazalty	– granatizované a glaukofanizované gabrobazalty až gabrobazaltové porfyryty
metakremence	– glaukofanizované sedimentogénne kremenne-hematitové horniny,

nesú znaky svojrázneho magmato-vulkano-sedimentogénneho komplexu mezozoického vývoja. Obsahujú aj xenolity bazaltov s vyššou femičnosťou, miniatúrne polohy zlepcov s valúnmi bazaltov s vyššou femičnosťou v glaukofanizovaných hyaloklastitových lávach i v glaukofanizovaných pyroxenitoch (hematitové kremence, vápence a i.).

Do skupiny B II zaraďujeme i bazaltoidné horniny valúnov so znakmi metamorfózy fácie zelených bridlic s prehnitom, aktinolitom, epidotom, pumpellyitom, chloritom, albitom a inými, i dioritoidné horniny s psilomelánom, saussuritizované gabrá a i.

V komplexe skúmaných vzoriek horniny s glaukofánom predstavujú najhlbnejšiu úroveň vývoja magmatizmu (vyššia horečnatosť – iníciaľnejšia diferenciacia). Pre viaceré magmatogénne horniny z tejto skupiny je charakteristický minimálny podiel alkálií ($K_2O \cong 1\%$) a viazaná voda dosahuje 3–9 %. Minerálny obsah týchto (relikty po magmatogénnom Ti-granáte, fantómy po živcoch) poukazuje na to, že vo valúnoch zlepcov je zastúpená živcová úroveň vývoja tejto kontrastnej formácie (ultrabáziká – báziká – acidity – sedimenty klastogénne i chemogénne a pravdepodobne i intermediárne až acidné horniny. Chemickým a geochemickým zložením čiastočne inklinujú k horninám oceánskeho dna a oceánskych chrbtov. Typomorfné rudné i stopové prvky sú v porovnaní s typovými horninami týchto štruktúr poddistribúované. Metamorfogénnymi minerálmi – granátom a pyroxénmi (?) predstavujú najhlbnejšiu (zastúpenú v skúmaných vzorkách) metamorfózu – počiatočnú granatizáciu spojenú s porušením stability magmatických živcov (ortoeklogitoidné horniny). Horniny s glaukofánom a lawsonitom reprezentujú pre zdrojovú oblasť zónu hornín, v ktorej sa uplatnil vysoký tlak a stredné teploty zodpovedajúce porušeniu stability magmatických živcov a vývoju metamorfogénneho granátu.

Propilitizované andezitoidné horniny, trachyandezity a tufy a tešinitoidné horniny s egirínaugitom zistené vo valúnoch zaraďujeme k pogramitovým – predalbským – kontinentálnym.

Záver

Z celého súboru znakov o štruktúrach, minerálnom a chemickom zložení magmatogénnych hornín stredno- a vrchnokriedových zlepcov západnej časti bradlového a manínskeho pásma môžu sa urobiť nasledujúce závery o vzniku a vývoji magmatizmu v zdrojovej oblasti týchto zlepcov:

1. Magmatizmus, ktorý reprezentujú horniny zlepcov, sa viaže na viaceré cykly, početné štádiá i fázy, odlišné diferenciačné postupnosti a rozdielne geoštruktúrne celky.

2. Granitoidné horniny zlepcov zodpovedajú magmatizmu dvoch cyklov:

predmezozoickému a mezozoickému – spodnokriedovému (136 mil. rokov). Ojedinelé ortoruly poukazujú i na viaccyklický, predmezozoický granitový magmatizmus.

Granitový magmatizmus starší i mladší je určujúcim, príčinným i následným fenoménom regiónu, v ktorom vznikal a vyvíjal sa, a z ktorého sa formovala časť magmatogénnych hornín pre kriedové zlepence bradlového a manínskeho pásma.

Granitový magmatizmus predmezozoický nesie znaky vývoja sialickej taveniny biotitického granitu v bathyálnejšej, abysálnej intrúzii. Jeho vzťah k následnému vulkanizmu je druhoradý, inaktívny; biotitický granit vystupuje ako xenolity v produktoch acidného vulkanizmu.

Granitový magmatizmus mezozoický nesie znaky vývoja sialickej taveniny biotitického granitu typu aljaskitu v abysálo-hypoabysálo-subvulkanickom komplexe, ako pripovrchové intrúzie, dajky a iné subvulkanické telesá, obohatenej v posledných kryštalizačných štádiách, prípadne neskoršie, o fluidné zložky a znaky pulzatívneho uvoľňovania sa týchto fluid vo vlastnom komplexe i v prostredí budovanom ryolitoidným a bazaltoidným vulkanizmom, do ktorého intrúzie prenikli.

Granitový magmatizmus mezozoický sa prejavil na prostredí, do ktorého prenikal, výrazne aktívne termicky – rohovcovaním ryolitoidných i bazaltoidných vulkanitov a prikontaktne – metasomaticky, v endo- i exozóne turmalinizáciou i biotitizáciou. Celkový charakter metasomatózy má znaky greisenizácie s vývinom hlavne turmalínu, topásu, biotitu, ortoklasu. Kasiterit sa viaže na zónu biotitizácie. Turmalinizácia sa uplatnila pripovrchovejšie, biotitizácia na nižších úrovniach. Denudačná eróziívna pripravenosť nemusela zasahovať zóny zvýšenej Sn-mineralizácie, ktorú možno predpokladať na základe viacerých znakov.

Charakter mezozoického granitového magmatizmu, zloženie granitových hornín i aktívne prejavy tohto magmatizmu poukazujú na vysokú tektonickú pripravenosť kontinentálnej až okrajovo-kontinentálnej kôry.

3. Ryolitoidné i časť bazaltoidných hornín kriedových zlepenčov západnej časti bradlového a manínskeho pásma reprezentujú vulkanizmus ohraničený vznikom, vývojom, priestorovo a časovo granitovým magmatizmom predmezozoickým a granitovým magmatizmom mezozoickým.

Veľká časť acidných a bázických vulkanických hornín sa tak zaraďuje druhoradými – inaktívnymi i prvoradými – aktívnymi prejavmi granitového magmatizmu na nich, vznikom i vývojom ku kontinentálnemu až okrajovo-kontinentálnemu regiónu. Minerálne zloženie, chemické zloženie i petroštruktúrne osobitosti s touto priradenosťou korelujú.

4. Bázické vulkanické horniny zlepenčov zodpovedajú vulkanizmu dvoch cyklov v uvedenom časovom a čiastočne i priestorovom medzigranitovom úseku:

Skorší bázický vulkanizmus, tzv. melafýrový, sa prejavil ako masívne vulkanické až subvulkanické efúzie simatických magiem (intratelurický modus = Ol + Hy), v priebehu prenikania z hĺbky k povrchu čiastočne zotrávajúcich na tektonicky, vulkanizmom aktivizovanej sialickej úrovni. Čiastočne už solidifikované simatické magmy sa na tejto úrovni obohatili o sialickú zložku až inverzným podielom a výsledný efekt solidifikácie sa prejavil ako pseudoofitické až pseudoporfyrické štruktúry hornín.

Petroštruktúrne variety olivínických i bezolivínických bazaltov zodpovedajú kremítym tholeiitom (norma Q + Hy) a olivínickým tholeiitom (norma Hy + Ol). Vyššou, menlivou femičnosťou a nižšou, menlivou horečnatosťou odrážajú pokročilejšie štádium magmatickej diferenciacie simatických magiem a fixujú jedno z finálnych štádií geosynklinálneho, predmezozoického vývoja bázičného vulkanizmu.

Neskorší bázičský vulkanizmus sa prejavil hlavne ako abysálne a hypoabysálne intrúzie, menej efúzie obdobných simatických magiem – kremítých tholeiitov (norma Q+Hy), olivínických tholeiitov (norma Hy+Ol) a alkalických olivínových bazaltov (norma Ol+Ne). Vyššou, menlivou horečnatosťou a nižšou, menlivou femičnosťou, v relácii so skoršími bazaltmi, odrážajú počiatočnejšie štádium diferenciacie magmatickej taveniny a fixujú tak jedno z iniciálnych štádií geosynklinálneho kontinentálneho vývoja bázičného vulkanizmu.

Viacere znaky hornín týchto dvoch genetických skupín bázičov poukazujú na vzájomné, z hornín zlepcov doteraz neexplikovateľné súvislosti. Verzia, že bázičké vulkanity s vyššou magnéziovosťou by mohli byť intruzívnymi formami bázičských s vyššou femičnosťou, v ktorých dominujú efúzivne formy, by nerešpektovala špecifickosť pomagmatického vývoja bázičských vulkanitov s vyššou magnéziovosťou. Bázičké vulkanity s vyššou femičnosťou i bázičké vulkanity s vyššou magnéziovosťou majú v zlepcoch svojich vulkanických a subvulkanických až hypoabysálnych reprezentantov.

5. Ryolitoidné horniny zlepcov reprezentujú vulkanizmus viacerých fáz efúzií sialických láv na kontinentálnom regióne s už vyvinutou predmezozoickou intrúziou biotitického granitu, bázičného vulkanizmu s vyššou femičnosťou tzv. melafýrového, a tak i celé série hornín plášťa predmezozoického granitu. Xenolity granitu, bazaltu (melafýru), grafitických bridlíc, pelitických hornín, svorov, fylitov, kremítých pieskovcov, kremencov vystupujú v typických efúzivných i extruzívnych ryolitoidných horninách zlepcov.

Viacfázovosť ryolitoidných efúzií potvrdzujú angulárne xenolity ryolitov skorších efúzií v ryolitoch neskorších efúzií.

Ryolitoidné efúzie i extrúzie (ignimbritoidné) sa zaraďujú ako pobazaltové (pomelafýrové), ale predgreisenovo-granitové. Mezozoický granit sa aktívne prejavil na ryolitoidných horninách rohovcovaním a metasomatizovaním.

Ignimbritové horniny poukazujú na svojráznosť prejavenia sa ryolitoidných sialických magiem za špeciálnych tektonických podmienok v kontinentálnych regiónoch alebo v ich okrajových častiach. Viaceré znaky takýchto hornín dovoľujú predpokladať, že ryolitoidné ignimbritové horniny môžu byť vulkanickým predvojom ryolitoidných efúzií, produkty ktorých sú v zlepcoch početne zastúpené.

6. Horniny s glaukofánom a lawsonitom, zastúpené v strednokriedových zlepcoch bradlového pásma, predstavujú pre zdrojovú oblasť svojrázny magmatogénny abysálno-hypoabysálno-efúzivný komplex asociovaný so sedimentogénnym vývojom.

Magmatogénnu časť tohto komplexu predstavujú: metagabrá, metagabrobazalty, metabazalty-hyaloklastity, metabazalty tzv. metadiabázy, metaultrabáziká-metapyroxenity i metakeratofýry.

Sedimentogénna časť komplexu nesie znaky vývoja simatických magiem typu

olivínických tholeiitov (norma Hy + Ol), bazanitov (norma Ne + Ab) a alkalických bazaltov (norma Ol + Ne).

Relikty po modálnom magmatickom zložení v metapyroxenitoch poukazujú i na čiastočný alkalický charakter primárnej minerálnej asociácie ultrabázitov. Chemizmus magmatogénnej časti charakterizuje vysoká titáničnosť a v relácii bazaltových hornín zlepenčov najvyššia, menlivá horečnatosť a najnižšia, menlivá alebo približná železitosť.

Sedimentogénna časť odráža preexistujúci vývoj okrajových častí kontinentov.

Pomagmatická minerálna asociácia, hlavne glaukofán a lawsonit, poukazuje na metamorfózu za vysokých tlakov a relatívne nízkych teplôt.

Asociácia hornín s glaukofánom a lawsonitom reprezentuje atypický – apoofiolitový komplex s náznakmi vývoja na svojráznej prikontinentálnej oceánskej kôre, s náznakmi častých zmien v dynamotermálnych režimoch v priebehu vývoja tohto komplexu.

Evidované horniny s glaukofánom a lawsonitom zodpovedajú pravdepodobne „najplytkejšej“ časti magmato-sedimentogénneho komplexu. Hlbinným zónam oceánskeho prikontinentálneho komplexu by zodpovedali horniny bázických vulkanitov, pelitov i vulkanopelitov a bázických kryštalo-hyaloklastových hornín s dominujúcou asociáciou minerálov fácie zelených bridlic. Znaky apoofiolitevej zaradenosti majú i dioritoidné horniny so stilpnomelánom, poikilofitické gabrá so zoisitom, metapelity i metabazalty s metamorfogénnym turmalínom.

Magmatogénne horniny zlepenčov západnej časti bradlového a manínskeho pásma sú odrazom komplikovaného dlhodobého vzniku a vývoja magmatizmu dvoch susediacich regiónov, okrajovo kontinentálneho i okrajovo apoocéánskeho, a vzájomnej interakcie týchto dvoch regiónov.

Prírodné cesty hlbinných simatických magiem môžu predstavovať línie, miesta vzťahov týchto dvoch regiónov a zohrávať tak dôležitú úlohu i v pomagmatických štádiách vývoja magmatizmu a celej zdrojovej oblasti pre kriedové zlepence bradlového a manínskeho pásma.

Mnohé doterajšie poznatky a predpoklady vyžadujú ďalšie preverovanie a skúmanie konkrétneho materiálu zlepenčov.

Literatúra

- AFANASJEV, G. D. 1974: Nekotoryje osnovnyje zadači geologičeskoj petrologii i puti ich izučeniija. Aktualnyje voprosy sovremennoj petrografii. Akad. Nauk SSSR, Nauka, 5–19.
- ANDRUSOV, D. 1931: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatech. I, II, Rozpravy St. Geol. Úst. VI, Praha, 1–168.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia Československých Karpát. II, Slov. Akad. Vied Bratislava, 1–375.
- ANDRUSOV, D.–KUTHAN, M. 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, list Žilina (4361/2). Práce St. Geol. Úst. 10, Bratislava, 1–222.
- ANDRUSOVÁ, G.–ŠŤMOVÁ, M. 1982: Mineralizácia v magmatogénnych horninách kriedových zlepenčov bradlového pásma. Geol. Práce, Bratislava In Druck.
- BAJANÍK, Š.–REICHWALDER, P. 1976: K tektonickému vývoju paleozoika gemeríd a priľahlých oblastí z hľadiska globálnej tektoniky. Zborník: Československá geológia a globálna tektonika, Smolenice, 1974, Veda, Bratislava, 76–83.

- BALASHOV, JU. A. 1965: Similarities in the Distribution of REE in Meteorites and in Rocks of the Earth's Crust. In: N. J. Khitarov edit. *Probl. Geochim.*, Nauka, Moskva, 85–95.
- BEARTH, P. 1962: Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. *Schweiz. MPM.* 42, 127–138.
- BEGAN, A.–BORZA, K.–SALAJ, J.–SAMUEL, O. 1965: On the age of Uppohlava Conglomerates. *Geol. Práce, Správy* 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123–138.
- BEGAN, A.–SAMUEL, O. 1975: K interpretácii strednej a vrchnej kriedy bradlového pásma Oravy. *Geol. Práce, Správy* 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215–219.
- BIRCH, F.–COMPTE, LE P. 1960: Temperature – pressure plane for albite composition. *Amer. J. Sci.* 258, 209–217.
- BLOCHAM, T. W. 1959: Glaucophane – schists and associated rocks near Valley Ford, California. *Amer. J. Sci.* 258, 555–573.
- BORZA, K. 1966: Lithologicko-petrografický výskum zlepcov bradlového pásma. *Nauka o Zemi II, Geologica II, Slov. Akad. Vied, Bratislava*, 1–68.
- BORZA, K.–KÖHLER, E.–SAMUEL, O. 1979: Nové stratigrafické a tektonické poznatky o bradle Skalica. *Geol. Práce, Správy* 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97–112.
- BOWEN, N. L. 1928: The evolution of the igneous rocks. Princeton Univ. Press, Princeton, New Jersey, 1–333.
- BOWEN, N. L. 1947: Magmas. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 58, 363–280.
- BROWN, W. L. 1960: The crystallographic and petrologic significance of peristerite unmixing in the acid plagioclases. *Z. Kristallograph.* 113, 330–344.
- CANN, J. R. 1971: Major Element Variations in Ocean Floor Basalts. *Phil. trans. roy. soc., A*, 268, London, 1–95.
- COOMBS, D. S. 1960: Lower Grade Mineral facies in New Zealand. *Int. Geol. Congr. 21 Sess. Rep.* 13, Copenhagen, 339–351.
- CRAWFORD, W. A.–FYFE, W. S. 1965: Lawsonite equilibria. *Amer. J. Sci.* 263, 262–270.
- ČERNOV, K. G. 1973: Konglomeraty paleogena pieninskej zony Sovietskych Karpat i ich paleogeografického značenie. *Sov. geol.*, 5, Moskva, 144–152.
- DEER, W. A.–HOWIE, R. A.–ZUSSMAN, J. 1962: Rocks-forming minerals. Vol I, II, III, London, 1–370.
- DOBRECŇOV, N. L. 1974: Glaukofanslansevye i eklogit-glaukofanslansevye komplexy USSR. *Nauka, Novosibirsk*, 1–413.
- DOLENKO, G. N.–DANILOVIČ, L. G. 1976: Novoje učenie o geosynklinalach i jeho primenenie k Ukrajiniskim Karpatam. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied*, 27, 1, Bratislava, 1–9.
- ELEČKO, M. 1970: Litologicko-petrografický výskum zlepcov bradlového pásma v oblasti Považskej Bystrice a Žiliny. *Dipl. práca, Prír. fak. Univ. Kom., Bratislava*, 1–65.
- ENGEL, A. E. J.–ENGEL, C. G.–HAVENS, R. G. 1965: Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Bull. Geol. Soc. Amer. New York*, 76, 719–734.
- ERNST, W. G. 1963: Petrogenesis of glaucophane schists. *Journ. Petrology* 4, 1–30.
- ERNST, W. G. 1968: Amphiboles, Springer-Verlag, Berlín, 1–124.
- FROLOVÁ, T. J.–PETROVA, M. A.–GUŠIN, A. V. 1972: Nekotoryje osobennosti vulkanizma geosinklinalej. In: *Magmatizm, formacii krystalických porod i glubiny zemli I*, Nauka, Moskva, 1973, 62–65.
- GAST, P. W. 1968: Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 32, Northern Ireland, 1057–1086.
- GHENT, E. D. 1965: Glaucophane-schist facies metamorphism in the Black Butte area, Northern Coast Ranges, California. *Amer. J. Sci.* 263, 385–400.
- GREEN, D. H. 1968: Origin of Basaltic Magma. In Hess, H. H.: *Basalts*, Ed. Wiley, New York–London–Sydney, 835–862.
- GREEN, D. H.–RINGWOOD, A. E. 1967: The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrology* 15, Springer. Inter. 103–190.
- GRESENS, R. L. 1967: Composition-volume relationships of metasomatism. *Chem. Geol.* 2, Amsterdam, 47–55.
- HRABOVCOVÁ, G. 1981: Hustota niektorých hornín Západných Karpát. *Dipl. práca, Prír. Fak. Univ. Kom., Bratislava* 1–75.
- CHAYES, F.–VELDE, D. 1965: On distinguishing basaltic lavas of circumoceanic and oceanic – Island typ by means of discriminant functions. *Amer. J. Sci.* 263, 206.

- IRVINE, T. N.—BARAGAR, W. R. A. 1971: A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canad. J. Earth Sci.* 8, Ottawa, 523–548.
- KAHAN, Š. 1965: Über das Vorkommen interessanter exotischer Blöcke in den Zakopané Schichten im Palaeogen bei Krivá in der Orava. *Geol. Zbor. Geologica Carpath.* XVI, Bratislava, 1, 136–147.
- KAMENICKÝ, J. 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny Spišsko-gemerského rudohoria, *Geol. Práce, Zošit 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 1–107.
- KAMENICKÝ, L. 1973: Lithologische Studium und strukturelle Rekonstruktion des Kristalinikum. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied. Bratislava*, 225–264, et 303–313.
- KAMENICKÝ, L.—KÁTLOVSKÝ, V.—MARSCHALCO, R.—MEDVEĎ, J. 1974: Príspevok ku charakteristike kyslých magmatitov exotických hornín bradlového pásma a iných tektonických jednotiek Západných Karpát. *Mineralia slov.* 6, 4, Košice 311–322.
- KANTOR, J. 1955: Diabázy juhoslovenského mezozoika. *Geol. Práce, Zošit 41, Bratislava*, 77–96.
- KOSTJUK, E. A. 1970: Statističeskij analiz i paragenetičeskije typy amfibolov metamorfičeskich porod, *Nauka, Moskva*, 1–310.
- KRIVÝ, M. 1969: Exotické valúny magmatických hornín západnej časti bradlového pásma. *Acta geol. geogr. Geol. Univ. Comen.* 18, Bratislava, 165–197.
- KRUGLOV, S. S.—BOJKO, A. K.—ZAJDIS, B. B. 1974: O vozmožnom projavlenii v mezozoe kyslogo vulkanizma vo flyševych Karpatach – po radiologičeskim dannym. *Sb. Novyje dannyje po geologii i neftegazonosnosti USSR. Tr. Ukr. NIGRI 9, Lvov*, 54–59.
- KUNO, H. 1968: Differentiation of Basalt magmas. In: *Basalts*, 2, ed. H. H. Hess—A. Poldervaart, New York, 623–687.
- KUTHAN, M. 1944 in D. Andrusov – M. Kuthan, 1944.
- KUZNECOV, J. A. 1964: Glavnnye typy magmatičeskich formacij. *NEDRA, Moskva*, 1–175.
- LUTZ, B. G. 1975: Chimičeskij sostav kontinentalnoj kory i verchnej mantii zemli. *Nauka, Moskva*, 1–165.
- MACDONALD, G. A.—KATSURA, T. 1961: Variations in the lava of the 1959 eruption in Kilauea Iki. *Pacific Sci.* 15, 358–369.
- MAHEL, M. et kol. 1967: Regionální geologie ČSSR, II, Západní Karpaty, 1, Ústr. Úst. geol., Academia, Praha, 7–469.
- MAHEL, M. 1978: Manín tectonic unit; Relations of the Klippen Belt and Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Slov. Acad. Vied 29, 2, Bratislava*, 197–213.
- MARAKUŠEV, A. A. 1965: Problemy mineralnych facij metamorfičeskich gornych porod. *Nauka, Moskva*, 1–327.
- MARSCHALCO, R.—SAMUEL, O. 1975: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosíc (Priehrada Mládeže). *Geol. Práce, Správy*, 63, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 105–114.
- MARSCHALCO, R.—SAMUEL, O. 1977: Olistotrómové fácie kriedového flyšu bradlového pásma pri Širokej a Krivej na Orave. *Geol. Práce, Správy*, 67, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 53–71.
- MIŠÍK, M. 1976: Bradlové pásmo a globálna tektonika. *Zborník referátov z vedeckej konferencie „Československá geológia a globálna tektonika“*, Smolenice 28–36.
- MIŠÍK, M.—JABLONSKÝ, M.—FEJDI, P.—SÝKORA, M.: 1980: Chromian and ferroan Spinels from cretaceous Sediments of West Carpathians. *Mineralia slov.* 12, 3, Bratislava, 209–227.
- MIŠÍK, M.—SÝKORA, M. 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepcov bradlového pásma a manínskej jednotky. *Západné Karpaty sér. Geológia*, 7, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 7–111.
- MIYASHIRO, A. 1968: Metamorphism of mafic rocks. In: *Basalts* 2, ed.: H. H. Hess—A. Poldervaart, New York, 799–834.
- NIGGLI, E. 1970: Alpine metamorphose und alpine Gebirgsbildung. *Fortschr. Mineral.* 47, 1, 16–26.
- NOCKOLDS, S. R. 1954: Average chemical compositions of some igneous rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, New York, 65, 1007–1032.
- PEARCE, J. A.—CANN, J. R. 1971: Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, Nort – Holland Comp., 339–349.
- PEARCE, J. A.—CANN, J. R. 1973: Tectonics setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth. Planet. Sci. Lett. Amsterdam*, 19, 290–300.
- PEARCE, J. A. 1975: Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment of Cyprus. *Tectonophysics*, 25, 41–67.

- PEARCE, J. A. — GALLE, G. H. 1977: Identification of ore deposition environment from trace geochemistry of associated igneous rocks. *Geol. Soc. London*, 14–24.
- PEJVE, A. V. 1961: Tektonika i magmatizm. *Izv. AN SSSR, Geol.* 3, Moskva, 2–67.
- PERČUK, L. L. 1970: Rovnovesija porodooobrazujuščich mineralov. *Nauka, Moskva*, 1–94.
- PHILPOTTS, J. A. — SCHNETZLER, C. C. 1968: Europium Anomalies and the Genesis of Basalt. *Chem. Geol.* 3, Elsevier Pub. Comp. Amsterdam, 5–13.
- ROEVER, DE W. P. 1964: On the cause of the preferential distribution of certain metamorphic minerals in orogenic belts of different age. *Geol. Rundsch.* 54, 933–943.
- RYBÁR, J. — KANTOR, J. 1978: Rádiometrické datovanie vybraných formácií Západných Karpát. *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 1–67.
- SALAJ, J. — BEGAN, A. 1963: Zur faziellen und mikrobiostratigraphischen Entwicklung der Oberkreide in der Klippenzone. *Geol. Práce, Správy* 30, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava* 113–120.
- SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpathen—Kreide. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 1–291.
- SAMUEL, O. — BORZA, K. — KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the paleogene and adjacent cretaceous of the middle Vahvaley (West Carpathians). *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 1–246.
- SEKI, Y. 1958: Glaukophanitic regional metamorphism in the Kanto Mountains, central Japan. *Jap. J. Geol. Geogr.* 29, 233–258.
- SOBOLEV, V. C. 1974: Facii regionalnogo metamorfizma vysokich davlenij. *NEDRA, Moskva*, 1–328.
- STRECKEISEN, A. 1967: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *Neu. Jb. Mineral., Abh.* 107, 2, Stuttgart, 140–144.
- STRECKEISEN, A. 1973: Plutonic Rocks. Classification and Nomenclature by the IUGS recommended. Subcommissions on the systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, October 1973, Washington, 26–63.
- ŠAMAJOVÁ, E. 1983: Rtg analýzy minerálov hornín Západných Karpát robené v rokoch 1980–1983. *Nepublikované.*
- ŠIMOVÁ, M. — ŠAMAJOVÁ, E. 1983: Výskum hornín Západných Karpát v rokoch 1980–1983. *Nepublikované.*
- ŠIMOVÁ, M. 1981: Glaukofanické horniny valúnov kriedových zlepcov pieninskej zóny bradlového pásma — indikátory vysokotlakovej metamorfózy. *Zb. Metamorfne procesy v Západných Karpatoch.*, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 81–96.
- ŠIMOVÁ, M. 1982: Eklogitoidná hornina vo valúnoch kriedových zlepcov bradlového pásma. *Geol. Práce, Správy* 77, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 55–74.
- ŠIMOVÁ, M. — KRIVÝ, M. 1976: Ignibrity vo valúnoch zlepcov upohlavských vrstiev. *Acta Geol. et Geogr. Univ. Comen. Geol.*, 28, Bratislava, 79–104.
- ŠIMOVÁ, M. — ŠAMAJOVÁ, E. 1981: Typomorpher Granát in eklogitoidem Gestein in exotischen Geröllen aus Konglomeraten der Klippenzone. *Acta Geol. et Geogr. Univ. Comen. Geol.* 37, Bratislava, 57–74.
- ŠIMOVÁ, M. — ŠAMAJOVÁ, E. 1982: Lawsonit z horninových obliakov z kriedových zlepcov bradlového pásma. *Mineralia slov.*, 14, Košice, 432–441.
- STEINBERG, D. S. — MALACHOVA, L. V. 1965: O genetickom značení stepeni okislenija železa v biotite v magmatičeskich gornych porodach. *Trudy Inst. Geol. UFAN SSSR* 70, Moskva, 20–48.
- THOMPSON, J. B. 1955: The thermodynamic basis for the mineral facies concept. *Amer. Jour. Sci.* 2, 253, 65–103.
- TRÖGER, W. 1956: *Optische Bestimmung der Gesteinbildenden Minerale.* Stuttgart, 1–147.
- TUTTLE, O. F. — BOWEN, N. L. 1958: Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{K Al Si}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer. mem.* 74, 1–154.
- TÜREKIAN, K. K. 1963: The chromium and nickel distribution in basaltic rocks and eclogites. *Geochim. et Cosmodim. Acta* 27, 835–846.
- VINOGRADOV, A. P. 1962: Srednije soderžanija chimičeskich elementov v glavnyh typach izveržennyh gornych porod zemnoj kory. *Geochimija* 7, Moskva, 555–571.
- WICKMAN, F. E. 1943: Some aspects of the geochemistry of igneous rocks and of differentiation by crystallization. *Geol. Förth.* 65, Stockholm, 375–396.
- WIESER, T. 1970: Exotic rocks from the deposits of the Magura nappe. *Inst. Geol. Biul., Warszawa*, 235, Tom. XIII, 123–161.

- WILKINSON, J. F. G. 1968: The petrography of basaltic rocks. In: Basalts, 1, ed. H. H. Hess - A. Polderwaard, New York, 163-214.
- WINCHELL, A. N.-WINCHELL, G. 1951: Optical mineralogy, New York, 1-561.
- YODER, H. S.-TILLEY, G. E. 1962: Origin of basalt magmas; an experimentology 3, 342-532.
- ZEN, an E. 1961: The zeolite facies; an interpretation; Am. Jour. Sci., 259, 401-409.
- ZORKOVSKÝ, V. 1976: Petrograficko-chemická povaha valúnov bázičkých hornín v upohlavských zlepenoch. Mineralia Slov., 8, 3, Košice, 241-262.
- ZOUBEK, V. 1931: Caractéristique de quelques roches cristallophyliennes et éruptives des galets exotiques des conglomerats sénoniens et paleogenes des Carpathes occidentales. Knihovna Št. Geol. úst. 13 A, Praha, 353-358.

M. Šimová

Magmatogene Gesteine kretazischer Konglomerate des westlichen Teiles der Klippen- und Manín-Zone der Westkarpaten

Resumé

Die Konglomerate der Klippenzone und der Manín-Zone spielen bei der theoretischen Interpretation des geologischen Geschichtsablaufes der Westkarpaten eine ausserordentlich wichtige Rolle. Aus diesem Grund wird ihnen besonders in den letzten Jahren erhöhte Aufmerksamkeit gewidmet. Entgegen der systematischen Bearbeitung der Konglomerate von stratigraphischem, tektonischem, lithofaziellern, sedimentologischem und anderen Gesichtspunkten aus (A. BEGAN-K. BORZA-J. SALAJ-O. SAMUEL 1965, J. SALAJ-O. SAMUEL 1966, K. BORZA 1966, M. MAHEL et al. 1967, O. SAMUEL-K. BORZA-E. KÖHLER 1972, A. BEGAN-O. SAMUEL 1975, R. MARSCHALCO-O. SAMUEL 1975, 1977, M. MIŠÍK 1976, K. BORZA-O. SAMUEL-E. KÖHLER 1979, M. MIŠÍK-M. SÝKORA 1981 u. a.), wurde dem Studium der magmatogenen Gesteine der Konglomerate bisher nur geringe Beachtung gewidmet. Es überdauerten ältere Ansichten von V. ZOUBEK (1931) und M. KUTHAN (1944). In den Arbeiten von Š. KAHAN (1966), M. KRIVÝ (1969), L. KAMENICKÝ et al. (1973), M. ŠIMOVA-M. KRIVÝ (1976), V. ZORKOVSKÝ (1976) u. a. werden nur vereinzelte Proben magmatischer Gesteine, gegebenenfalls eine bestimmte Gruppe von Gesteinen behandelt. In den letzten Jahren erscheinen häufiger Arbeiten über identifizierte Minerale aus magmatogenen Gesteinen der Konglomerate. Bestimmt wurden Spinell (M. MIŠÍK et al. 1980), Granat (M. ŠIMOVA-E. ŠAMAJOVÁ 1981), Lawsonit (M. ŠIMOVA-E. ŠAMAJOVÁ 1982) und mehrere andere, wie Amphibole, Pumpellyit, Albit, Turmalin, Pyroxene u. a. sind im Stadium der Bearbeitung (M. ŠIMOVA-E. ŠAMAJOVÁ 1983).

In vorliegender Arbeit wird ein Komplex von Resultaten des petrographischen und petrochemischen Studiums magmatogener Gesteine aus Konglomeraten von nahezu 1000 Proben von 60 Lokalitäten des westlichen Teiles der Klippenzone und der Manín-Zone vorgelegt, an Hand von 550 Dünnschliffen, 51 chemischen Silikatanalysen von Gesteinen, 58 quantitativen Spektralanalysen von Gesteinen, 60 qualitativen Spektralanalysen von Gesteinen, 10 RTG-Analysen von gesteinsbildenden Mineralen, 10 qualitativen Mikro-(Sonden-) Analysen, 10 RTG-Analysen von Turmalin aus Gesteinspulverproben (E. ŠAMAJOVÁ 1975-1983), 10 Altersbestimmungen (M. RYBÁR-J. KANTOR 1978).

Die stratigraphische und tektonische Einreihung der magmatogenen Gesteine der Konglomerate entspricht der neuesten akzeptierten Konzeption (A. BEGAN-K. BORZA-J. SALAJ-O. SAMUEL 1965, A. BEGAN-O. SAMUEL 1975, J. SALAJ-O. SAMUEL 1966).

In dem gesamten Komplex der untersuchten Proben wurden als zahlreich vertreten granitoide, rhyolithoide und basaltoide Gesteine, vereinzelt andesitoide und teschinoidale Gesteine festgestellt. Gesteine mit einem schieferigen Bau wurden nicht näher untersucht.

Die aus den Gesteinsstrukturen abgeleitete Entwicklung des Magmatismus verlief wahrscheinlich in nachstehender Abfolge (Seite 92).

Aus dem gesamten Komplex von Merkmalen der Strukturen, der mineralischen und chemischen Zusammensetzung der magmatogenen Gesteine der mittel- und oberkretazischen Konglomerate des westlichen Teiles der Klippen- und der Manín-Zone können folgende Schlüsse über die Entstehung und Entwicklung des Magmatismus des Ursprungsgebietes dieser Konglomerate gezogen werden:

A – in einer Region mit Kennzeichen einer kontinentalen Entwicklung

PRÄGRANITISCHE GESTEINE

Orthogneise, Paragneise

GRANITOIDE I

BASALTOIDE I

sog. Melaphyre

RHYOLITHOIDE IA

115–138 Mill. Jahre

121–134 Mill. Jahre

RHYOLITHOIDE IB

RHYOLITHOIDE IC

BASALTOIDE II

GRANITOIDE II

136 Mill. Jahre

PORPHYRITE

ANDESITOIDE

TESCHINITOIDE

B/– in einer Region mit Kennzeichen einer ozeanischen Entwicklung

CHEMISCH–SEDIMENTOGENE GESTEINE

Kalke, Dolomite

KLASTISCH–SEDIMENTOGENE GESTEINE

Pelite, Psephite

BASALTOIDE IIB

Pyroxenite

Gabbros

Gabbro-Porphyre

Basalte–Ergüsse

Basalte–Hyaloklastite

130–140 Mill. Jahre

1. Der von den Gesteinen der Konglomerate repräsentierte Magmatismus ist an mehrere Zyklen, zahlreiche Stadien und Phasen, unterschiedliche Differentiationsabfolgen und verschiedene geostruktuelle Komplexe gebunden.

2. Die granitoiden Gesteine der Konglomerate entsprechen dem Magmatismus zweier Zyklen: einem vormesozoischen und einem mesozoisch-unterkretazischen (136 Mill. Jahre). Vereinzelt Orthogneise weisen auch auf einen mehrzyklischen, vormesozoischen Granitmagmatismus hin.

Der ältere sowie der jüngere Granitmagmatismus ist bestimmendes, ursächliches, sowie Folge-Phänomen der Region in welcher er entstand und sich entwickelte, und aus welcher sich ein Teil der magmatogenen Gesteine für die kretazischen Konglomerate der Klippen- und Manin-Zone formte.

Der vormesozoische Granitmagmatismus trägt die Merkmale einer sialischen Schmelze von Biotitgranit in einer bathyalen abyssischen Intrusion. Sein Verhältnis zu dem darauffolgenden Vulkanismus ist sekundär, inaktiv; Xenolithe des Biotitgranits treten in Produkten des sauren Vulkanismus auf.

Der mesozoische Granitmagmatismus ist durch Merkmale der Entstehung einer sialischen Schmelze von Biotitgranit vom Aljaskit-Typ in einem abyssal-hypoabyssalen subvulkanischen Komplex gekennzeichnet, in der Form von oberflächennahen Intrusionen, Dikes und anderen subvulkanischen Körpern, in den letzten Kristallisationsstadien, gegebenenfalls später, durch fluide Komponenten angereichert, und durch Merkmale einer pulsativen Freiwerdung dieser Fluide in dem eigentlichen Komplex sowie auch in dem von rhyolithoidem und basaltoidem Vulkanismus gebautem Milieu, in welches die Intrusionen eindringen.

Der mesozoische Granitmagmatismus äusserte sich in dem Milieu in welches er eindrang ausgeprägt aktiv, thermisch – durch eine Hornsteinbildung der rhyolithoiden und basaltoiden Vulkanite, und durch Kontaktwirkung – metasomatisch in der Endo- und Exozone durch Turmalinisierung und Biotitisierung. Der allgemeine Charakter der Metasomatose zeigt Kennzeichen einer Greisenisierung mit der Entwicklung von hauptsächlich Turmalin, Topas, Biotit, Orthoklas, Kassiterit ist an die Biotitisierungszone gebunden. Die Turmalinisierung kam oberflächennäher zur Geltung, die Biotitisierung in tieferen Horizonten. Die denudative Erosion musste die Zonen erhöhter Sn-Mineralisation, die an Hand mehrerer Merkmale vorausgesetzt werden kann, nicht erfassen.

Der Charakter des mesozoischen Granitmagmatismus, die Zusammensetzung der Granitgesteine sowie die aktiven Äusserungen dieses Magmatismus weisen auf eine hohe tektonische Vorbereitung der kontinentalen bis Kontinentrand-Kruste hin.

3. Die rhyolithoiden sowie ein Teil der basaltoiden Gesteine der kretazischen Konglomerate des westlichen Teiles der Klippen- und Manin-Zone repräsentieren einen in Entstehung und Entwicklung, räumlich und zeitlich durch den vormesozoischen Granitmagmatismus begrenzten Vulkanismus.

Ein bedeutender Teil der sauren und basischen vulkanischen Gesteine reiht sich so, durch sekundäre – inaktive und primäre – aktive Äusserungen eines Granit-Magmatismus an ihnen, entstehungs- und entwicklungs-mässig zu einer kontinentalen bis kontinentrandlichen Region. Die Mineralzusammensetzung, chemische Zusammensetzung sowie die petrostrukturellen Besonderheiten korrelieren mit dieser Zuordnung.

4. Die basischen vulkanischen Gesteine der Konglomerate entsprechen einem Vulkanismus zweier Zyklen in dem angeführten zeitlichen und zum Teil auch räumlichen intergranitären Abschnitt.

Der ältere basische, sog. Melaphyr-Vulkanismus äusserte sich in Form von massiven vulkanischen bis subvulkanischen Ergüssen simatischer Magmen (intratellurischer Modus = $OI + Hy$), die im Verlauf ihres Emporsteigens aus der Tiefe zur Oberfläche zum Teil auf einem tektonisch durch den Vulkanismus aktivierten sialischen Niveau verweilten. Die zum Teil bereits solidifizierten simatischen Magmen wurden in diesem Niveau durch eine sialische Komponente bis zu einem inversen Anteil angereichert und der Endeffekt der Solidifikation äusserte sich in pseudoophitischen bis pseudoporphyrischen Strukturen der Gesteine.

Die petrostrukturellen Varietäten der olivinischen und olivinlosen Basalte entsprechen Quarz-Tholeiiten (Norm $Q + Hy$) und olivinischen Tholeiiten (Norm $Hy + OI$). Durch eine höhere, veränderliche Femizität und eine niedrigere, veränderliche Magnesiumhaltigkeit widerspiegeln sie ein fortgeschrittenes Stadium der magmatischen Differentiation der simatischen Magmen und fixieren eines der finalen Stadien der geosynklinalen, vormesozoischen Entwicklung des basischen Vulkanismus.

Der jüngere basische Vulkanismus äusserte sich hauptsächlich in Form von abyssalen und hypoabyssalen Intrusionen, weniger in Form von Ergüssen ähnlicher simatischer Magmen von Quarz-Tholeiiten (Norm $Q + Hy$), olivinischen Tholeiiten (Norm $Hy + OI$) und alkalischen Olivinbasalten (Norm $OI + Ne$). Durch eine höhere, veränderliche Magnesiumhaltigkeit und eine niedrigere, veränderliche Femizität im Vergleich zu den älteren Basalten, widerspiegeln sie ein früheres Stadium der Differentiation der magmatischen Schmelze und fixieren so eines der initialen Stadien der geosynklinalen kontinentalen Entwicklung des basischen Vulkanismus.

Mehrere Merkmale der Gesteine dieser beiden genetischen Gruppen von Basalten weisen auf gegenseitige, aus den Gesteinen der Konglomerate bisher nicht explizierbare Zusammenhänge hin. Die Version, dass basische Vulkanite mit einem höheren Mg-Gehalt intrusive Formen basischer Vulkanite mit höherer Femizität sein könnten in denen effusive Formen dominieren, würde die Spezifität der postmagmatischen Entwicklung basischer Vulkanite mit einem höheren Magnesiumgehalt nicht berücksichtigen. Basische Vulkanite mit einer höheren Femizität sowie basische Vulkanite mit einem höheren Mg-Gehalt besitzen in den Konglomeraten ihre vulkanischen sowie subvulkanischen bis hypoabyssalen Repräsentanten.

5. Die rhyolithoiden Gesteine der Konglomerate stellen einen Vulkanismus mit mehreren Phasen von Ergüssen sialischer Laven auf einer kontinentalen Region mit einer bereits entwickelten vormesozoischen Intrusion von Biotitgranit, basischem Vulkanismus mit einer höheren Femizität, sog. Melaphyrvulkanismus dar, und so auch ganze Serien von Gesteinen des vormesozoischen Granitmantels. Xenolithe von Granit, Basalt (Melaphyr), Graphitschiefer, pelitischer Gesteine, Glimmerschiefer, Phylliten, Quarzsandsteinen, Quarziten wurden auch in typischen effusiven und extrusiven rhyolithoiden Gesteinen der Konglomerate festgestellt.

Die Mehrphasigkeit der rhyolithoiden Ergüsse wird durch kantige Xenolithe von Rhyolithen früherer Ergüsse in Rhyolithen späterer Ergüsse bestätigt.

Rhyolithoide effusive und extrusive (ignimbritoide) Gesteine reihen sich als postbasaltisch (postmelaphyrisch) aber prä-greisen-granitisch. Der mesozoische Granit äusserte sich an den rhyolithoiden Gesteinen aktiv durch Hornsteinbildung und Metasomatisierung.

Die Ignimbritgesteine weisen auf die charakteristische Äusserung der rhyolithoiden sialischen Magmen unter besonderen tektonischen Bedingungen in kontinentalen Regionen oder deren Randpartien hin. Mehrere Merkmale solcher Gesteine gestatten die Annahme, dass die rhyolithoiden Ignimbritgesteine eine vulkanische Vorhut der rhyolithoiden Ergüsse, deren Produkte in den Konglomeraten zahlreich vertreten sind, sein können.

6. Die in den mittelkretazischen Konglomeraten der Klippenzone vertretenen Gesteine mit Glaukophan und Lawsonit stellen für das Ursprungsgebiet einen charakteristischen magmatogenen abyssal-hypoabyssal-effusiven Komplex, assoziiert mit einer sedimentogenen Entwicklung, dar.

Den magmatogenen Teil dieses Komplexes stellen dar: Metagabbros, Metagabbrobasalte, Metabasal-

te-Hyaloklastite, Metabasalte sog. Metadiabase, Metaultrabasite-Metapyroxenite und Metakeratophyre.

Der sedimentogene Teil des Komplexes umfasst: Metapelite, Metapsephite, Metakarbonate, Metatuffite.

Der magmatogene Teil des Komplexes trägt die Merkmale der Entwicklung von simatischen Magmen vom Typ olivinischer Tholeiite (Norm Hy + Ol), Basanite (Norm Ne + Ab) und alkalischer Basalte (Norm Ol + Ne).

In der Relation der Basaltgesteine der Konglomerate besitzen sie den höchsten Mg-Gehalt. Relikte der modalen magmatischen Zusammensetzung in den Metapyroxeniten weisen auch auf einen zum Teil alkalischen Charakter der primären Mineralasoziation der Ultrabasite hin. Die chemische Zusammensetzung des magmatogenen Teiles wird durch einen hohen Titangehalt und den im Vergleich der Basaltgesteine der Konglomerate höchsten veränderlichen Magnesiumgehalt und niedrigsten veränderlichen oder annähernd identischen Eisengehalt gekennzeichnet.

Der sedimentogene Teil widerspiegelt eine präexistente Entwicklung der Randpartien von Kontinenten.

Die postmagmatische Mineralasoziation, hauptsächlich Glaukophan und Lawsonit, weist auf eine Metamorphose hoher Drucke und relativ niedriger Temperaturen hin.

Die Assoziation der Gesteine mit Glaukophan und Lawsonit repräsentiert einen atypischen Apophiolith-Komplex mit Anzeichen einer Entwicklung auf einer ausserordentlich charakteristischen kontinentnahen ozeanischen Kruste mit Anzeichen häufiger Veränderungen der dynamothermischen Regimes im Verlauf der Entwicklung dieses Komplexes.

Die evidierten Gesteine mit Glaukophan und Lawsonit entsprechen nur einem Teil, sehr wahrscheinlich dem „seichtesten“ Teil des magmato-sedimentogenen Komplexes. Tieferen Zonen des ozeanischen kontinentnahen Komplexes entsprechen Gesteine basischer Vulkanite, Pelite und Vulkanopelite, sowie basische kristallisch-hyaloklastische Gesteine mit einer dominierenden Mineralasoziation der Grünschieferfazies. Kennzeichen einer apophiolithischen Einordnung zeigen auch dioritoide Gesteine mit Stilpnomelan, poikilophtische Gabbros mit Zoisit, Metapelite und Metabasalte mit metamorphogenem Turmalin.

Die magmatogenen Gesteine der Konglomerate des westlichen Teiles der Klippenzone und der Manín-Zone widerspiegeln eine komplizierte, langzeitige Entstehung und Entwicklung des Magmatismus.

Der überwiegende Teil der magmatogenen Gesteine der Konglomerate ist alteriert und metamorphogen rekristallisiert. In die Konglomerate gelangten sie bereits als Metavulkanite und Metamagmatite. Die petrostrukturellen Merkmale mehrerer Entwicklungsstadien der Gesteine sind gut verfolgbar und der Chemismus weist keine auffälligen Abweichungen gegenüber der Norm der magmatischen Äquivalente auf.

Die bisherigen Feststellungen über die Gesteine der kretazischen Konglomerate der Klippen- und der Manín-Zone könnten wir folgendermassen interpretieren:

Existenz – in dem Ursprungsbereich für diese Konglomerate – zweier in der Entwicklung unterschiedlicher Georegionen – Zonen mit paarigem Bau: auf der einen Seite eine Zone (Georegion) der Metamorphose hoher Drucke – Zone der Glaukophan-Lawsonit-Metamorphose eines gesonderten Apophiolith-Gesteinskomplexes, die zweite Georegion entspräche einer Zone der Metamorphose niedriger Drucke (Grünschieferfazies), basischer Vulkanite und Pelite mit einem steigenden geothermischen Gradienten. Die Zone der Hochdruck-Metamorphose entspräche der äusseren – apoozeanischen Seite, die Zone der erhöhten Temperaturen der inneren Seite, am wahrscheinlichsten den Randpartien eines apokontinentalen Blocks. Als ursächliche sowie nachfolgende Phänomene der Entwicklung und Entstehung des Magmatismus konnten die Tiefen-Zufuhrwege dieses Magmatismus auftreten.

Die Zufuhrwege der simatischen Tiefenmagmen können Linien darstellen, Stellen der Beziehungen dieser beiden Regionen, und so auch in den postmagmatischen Stadien der Entwicklung des Magmatismus und des gesamten Ursprungsgebietes der kretazischen Konglomerate der Klippen- und Manín-Zone eine wichtige Rolle spielen.

Viele der bisherigen Erkenntnisse und Annahmen erfordern weitere Überprüfungen und Untersuchungen von konkretem Material der Konglomerate.

Übersetzt von L. Osvald

Erläuterungen zu Abb. 1–19 im Text

Abb. 1 Situation der Lokalitäten der Konglomerate mit den studierten magmatogenen Gesteinen in dem westlichen Teil der Klippenzone und der Manin-Zone. 1–60 – Lokalitäten wie in dem Verzeichnis auf S. 16. Bei jeder Lokalität sind die identifizierten Gesteine angeführt: B I – ältere basaltoide Gesteine, B II – jüngere Basaltoide, R Ia, b, c – ältere Rhyolithoide mehrerer Ergüsse, R II – jüngere Rhyolithoide, Gr I – ältere Granitoide, Gr II – jüngere Granitoide, Grea – greisenisierte Azidite, Greb – greisenisierte Basite, UB – Ultrabasite, Km – kontakt-metamorphisierte, Gl, L – mit blauem Amphibol und Lawsonit, Grma – mit magmatischem Granat, Grme – mit metamorphogenem Granat, Tg – mit Turmalin der Greisen-Assoziation, Tm – mit metamorphogenem Turmalin, VS – vulkanosedimentäre Gesteine, AnT – andesitoide – trachytoide Gesteine, An – Andesitoide, mehrerer Varietäten, Zeo – Zeolithe u. ä., Pmp – Pumpellyit-Mineralassoziation, Am – Amphibolit, San – sanidinische Vulkanite, Pt – porphyritoide Gesteine, Ign – ignimbritoide Gesteine, Tf – Tuff – Tuffit u. ä., My – Mylonit u. ä., Pr – Paragneis, Or – Orthogneis.

Abb. 2 Variationsdiagramm $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ der magmatogenen Gesteine der kretazischen Konglomerate des westlichen Teiles der Klippenzone und der Manin-Zone. Punkte 1–51 – Gesteine nach der Reihenfolge in dem Verzeichnis der chemischen Analysen. o – granitoide Gesteine der Westkarpaten nach Angaben von D. ANDRUSOV (1959), ● – basaltoide Gesteine, sog. Melaphyre der Konglomerate nach Analysen von V. ZORKOVSKÝ (1976), I – Feld der Alkali-Gesteine, II – Feld der Kalk-Alkali-Gesteine (H. KUNO 1968).

Abb. 3 Diagramm $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ der Gesteine aus Konglomeraten. Punkte 1–51 wie in Abb. 2. Punkte ohne Nummern – basaltoiden Gesteine, sog. Melaphyre wie in Abb. 2. Nähere Erläuterung im Text.

Abb. 4 Diagramm $\text{K}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ und $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ der Gesteine der Konglomerate. Punkte 1–51 wie in Abb. 2. K-Gehalt und Na-Gehalt der Gesteine der Konglomerate im Text erläutert.

Abb. 5 Diagramm $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$. Punkte 1–51 nach der Reihenfolge im Verzeichnis der chemischen Analysen. Erläuterung im Text.

Abb. 6 Diagramm $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ der Gesteine aus Konglomeraten. Punkte 1–51 – Gesteine nach der Reihenfolge im Verzeichnis der chemischen Analysen. oM – sog. Melaphyre aus Konglomeraten sowie von primärem Vorkommen in den Westkarpaten nach Analysen von V. ZORKOVSKÝ (1976). Nähere Erläuterung im Text.

Abb. 7 Diagramm $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ der Gesteine aus Konglomeraten. Punkte 1–51 nach der Reihenfolge im Verzeichnis der chemischen Analysen. Nähere Erläuterungen im Text.

Abb. 8 Diagramm $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}/\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ der Gesteine aus Konglomeraten. Punkte 1–51 wie in vorhergehender Abb., Punkte ohne Nummern – basaltoiden Gesteine, sog. Melaphyre aus Konglomeraten nach Analysen von V. Zorkovský (1976), I – Feld höherfemischer Gesteine, II – Feld von Gesteinen mit höherem $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ – Gehalt. Nähere Erläuterung im Text.

Abb. 9 Variationsdiagramm (H. KUNO 1968). $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Si}$, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}_3 - \text{Si}$, $\text{CaO} - \text{Si}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Si}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{Si}$, $\text{MgO} - \text{Si}$ der Gesteine aus Konglomeraten. Punkte 1–51 nach der Reihenfolge in dem Verzeichnis der chemischen Analysen. Nähere Erläuterung im Text.

Abb. 10 Diagramm ABC der Gesteine aus Konglomeraten. Punkte 1–51 nach der Reihenfolge im Verzeichnis der chemischen Analysen. Gr II – jüngere granitoide Gesteine, B I – ältere basaltoide Gesteine, sog. Melaphyre, B II – jüngere basaltoide Gesteine, sog. abyssische, Diabasgesteine, kleine Punkte ohne Nrn. in dem Feld B I – sog. Melaphyre aus Konglomeraten nach den Analysen von V. ZORKOVSKÝ (1976), kleine Punkte ohne Nrn. in dem Feld Gr II – granitoide Gesteine aus Konglomeraten und von primärem Vorkommen (tatrider und gemerider Typen) nach Analysen von D. ANDRUSOV (1959).

Abb. 11 Diagramm $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{MgO}$ der Gesteine aus Konglomeraten. Punkte 1–51 nach der Reihenfolge in dem Verzeichnis der chemischen Analysen, gestrichelt begrenztes Feld – nichtdifferenzierte Basalte nach H. KUNO (1968): HT – hawaiische Tholeiite, IT – japanische Tholeiite (IZU Hakonen), IH – japanische Hochaluminium-Basalte (IZU Hakone), H – hawaiische Olivinbasalte, M, S, T, I, M, K – sog. Melaphyre, Perm, Choč-Decke, nach Analysen von V. ZORKOVSKÝ (1976), Gr – gemeride Granite nach Analysen von L. KAMENICKÝ et al. (1974), D – Diabase nach J. KANTOR (1955). Näheres im Text.

Abb. 12 Diagramm MFA. Tektonische Variationen im Verhältnis zu petrogenen Elementen (F. CHAYES–D. VELDE 1965). Punkte 1–51 Gesteine der Konglomerate nach der Reihenfolge in dem Verzeichnis der chemischen Analysen. Gesteine mit Glaukophan- und Lawsonit-Gehalt, Gesteine mit Kissen-Bau, Gesteine mit einem sog. körnigen Schlamm-Bau, sowie einige weitere basaltoide Gesteine der Gruppe II liegen in dem Feld ozeanischer Böden und Rücken oder sie inklinieren deutlich zu diesem Feld, Gesteine von basaltoiden I und rhyolithoiden I Geröllen besitzen den Charakter kontinentaler orogener Gesteine. Nähere Erläuterungen im Text.

Abb. 13 Ternärdiagramm Ti – Zr – Y (J. A. PEARCE–J. R. CANN 1971). I – Tholeiite der Japanischen Inseln, II – Basalte des Ozeanbodens, III – Tholeiite der Hawaii-Inseln. IV – alkalische Olivinbasalte (der Inseln Flores, Azoren), V – Andesite und Basalte von Inselbögen, B I – Gesteine aus Konglomeraten, der Gruppe der älteren basaltoiden, nach den in dem Verzeichnis der Spektralanalysen in Tab. 5 und Tab. 5,7 auf S. 70, 74 angeführten Werten. Nähere Erläuterungen im Text.

Abb. 14 Diskriminationsdiagramm Ti – Zr (J. A. PEARCE–J. R. CANN 1971). Die Autoren untersuchen aufgrund des Ti- und Zr-Gehaltes der Gesteine die tektonische Affinität von Metabasalten; I – japanische Tholeiite, II – Basalte des Ozeanbodens, III – hawaiische Tholeiite, IV – Andesite und Basalte von Inselbögen, schwarze Punkte – Gesteine aus Konglomeraten der Gruppe der älteren basaltoiden, nach den in dem Verzeichnis der Spektralanalysen in Tab. 5 und Tab. 6, 7 auf S. 70+74 angeführten Werten. Nähere Erläuterungen im Text.

Abb. 15 Distribution von Erz- und Spurenelementen: Ni, Cr, Co, V. 1 – Gesteine aus Konglomeraten – basaltoides Gestein der Gruppe I mit 5–8 cm grossen Feldspäten, 2 – Gestein aus Konglomeraten – basaltoides Gestein der Gruppe II mit Kissenbau und einem Konglomerat-Xenolith, 1, 2 – nach den in dem Verzeichnis der Spektralanalysen in Tab. 5 angeführten Werten, 3 – ultrabasische Intrusionen, 4 – alkalische kontinentale Basalte, 5 – Olivinbasalte ozeanischer Inseln, 6 – kontinentale Tholeiitbasalte, 3, 4, 5, 6 – Clarke-Ziffern nach A. P. VINOGRADOV (1962).

Abb. 16 Diagramm Ni – Cr ozeanischer vulkanischer Gesteine nach P. W. GAST (1968). Der Autor applizierte das diskriminationsdiagramm zur Differentiation von tholeiitischen und alkalischen magmatischen Typen: * – ozeanische Tholeiite, + – ozeanische alkalische Basalte; Die Punkte in dem Diagramm entsprechen den Gesteinen aus Konglomeraten nach den in dem Verzeichnis der Spektralanalysen in Tab. 5 und Tab. 6, 7 angeführten Werten. Im Verhältnis zu den Angaben von P. W. GAST (l. c.), A. E. ENGEL et al. (1965) und K. K. TUREKIAN (1963) scheinen die basaltoiden sog. Melaphyr-Gesteine der Konglomerate als Ni- und Cr-unterdistribuiert auf. Weitere Erläuterungen im Text.

Abb. 17 Diagramm Ba – Sr nach P. W. GAST (1968) für ozeanische Basalte. Ch – Chondrite, BA – basaltische Achondrite, AB – abyssische Basalte (=Tholeiite); grössere Punkte – Alkalibasalte des Stillen Ozeans, kleinere Punkte – Gesteine aus Konglomeraten nach dem Verzeichnis der Spektralanalysen – Tab. 5 und Tab. 6, 7, S. 70, 74 Nähere Erläuterungen im Text.

Abb. 18 Diagramm Ti – Cr nach J. A. PEARCE (1975). Die Punkte entsprechen den in dem Verzeichnis der spektral analysierten Gesteine aus Konglomeraten angeführten Werten, Tab. 5, 6, 7 Nähere Erläuterungen im Text.

Abb. 19 Diagramm Zr/Y – Ti/Y (J. A. PEARCE–J. R. CANN 1973 und J. A. PEARCE–J. H. GALLE 1977). Die Punkte entsprechen den in dem Verzeichnis der spektral analysierten Gesteine aus Konglomeraten in Tab. 5 und Tab. 6, 7 S. 70, 74 angeführten Werten.

Erläuterungen zu den Tafeln I – XLVI

Taf. I

Fig. 1 Schnittfläche eines rhyolithoiden Gesteins. Konglomerat, Coniac – Santon, Klippenzone. Lok. Prosné. Nat. Gr.

Fig. 2 Schnittfläche eines rhyolithoiden Gesteins mit Ignimbrit-Bau. Konglomerat, Coniac – Santon, Klippenzone. Lok. Divinka. Nat. Gr.

Fig. 3 Schnittfläche eines rhyolithoiden Gesteins mit Ignimbrit-Bau. Konglomerat, Coniac – Santon, Klippenzone. Lok. Považský Chlmec – Steinbruch. Nat. Gr.

Fig. 4 Schnittfläche eines rhyolithoiden Gesteins mit Ignimbrit-Bau. Konglomerat, Coniac – Santon, Klippenzone. Lok. Považský Chlmec – Strasse. Nat. Gr.

Taf. II

Fig. 1 Schnittfläche eines basaltoiden Gesteins (sog. Melaphyr). Konglomerat, Coniac – Santon, Klippenzone. Lok. Zádubnie. Nat. Gr.

Fig. 2 Schnittfläche eines granitoiden Gesteins II. Konglomerat, Coniac – Santon, Klippenzone. Lok. Oravský Podzámok. Nat. Gr.

Fig. 3, 4 Schnittflächen rhyolithoider Gesteine mit einem hohen Anteil an Xenolithen. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice I. Nat. Gr.

Taf. III

Fig. 1, 2 Schnittflächen verschiedener rhyolithoider Gesteine mit Überwiegen einer rekristallisierten glasigen Grundmasse. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice – Staumauer. Nat. Gr.

Fig. 3 Schnittfläche von Metaquarzit. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice I. Nat. Gr.

Fig. 4 Schnittfläche von Metapyroxenit. Konglomerat, Cenoman – Turon, Klippenzone. Lok. Podvázie – Steinbruch. Nat. Gr.

Taf. IV

Fig. 1 Schnittfläche eines rhyolithoiden Gesteins. Santonische Konglomerate der Klippenzone. Lok. Kubikovia. Nat. Gr.

Fig. 2 Schnittfläche eines rhyolithoiden Gesteins. Santonische Konglomerate der Klippenzone. Lok. Horná Tížina. Nat. Gr.

Fig. 3, 4 Schnittflächen rhyolithoider Gesteine. Santonische Konglomerate der Klippenzone. Lok. Dúrcovia. Nat. Gr.

Taf. V

Fig. 1, 2 Schnittflächen rhyolithoider Gesteine mit Überwiegen der rekristallisierten glasigen Grundmasse. Untersenonische Konglomerate der Klippenzone. Lok. Oravský Podzámok. Nat. Gr.

Fig. 3, 4 Schnittflächen rhyolithoider Gesteine mit Ignimbrit-Bau. Untersenonische Konglomerate der Klippenzone. Lok. Vrtízer. Nat. Gr.

Taf. VI

Fig. 1 Schnittfläche eines rhyolithoiden Gesteins. Evidente Spuren nach porphyrischen Einsprenglingen und dem fluidalen Charakter der Grundmasse. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Trstená. Nat. Gr.

Fig. 2 Schnittfläche eines rhyolithoiden Gesteins mit hohem Anteil an Xenolithen, die von der fließenden Lava umgeformt wurden. Cenomanische Konglomerate der Manín-Zone. Lok. Hradná – JRD. Nat. Gr.

Fig. 3 Schnittfläche eines rhyolithoiden Gesteins mit Poren, die im Verlauf des Lavaflusses verformt wurden. Untercenomanische Konglomerate der Klippenzone. Lok. Trstená. Nat. Gr.

Fig. 4 Schnittfläche eines rhyolithoiden Gesteins mit Ignimbrit-Bau. Konglomerat, Campan – Maasricht der Manín-Zone. Lok. Pod Hradiskom. Nat. Gr.

Taf. VII

Fig. 1 Metabasaltgestein der Gruppe II mit Relikten des Kissen-(Hyaloklastit-) Baues mit Glaukophan- und Lawsonit-Gehalt. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice – Staumauer. Vergr. 43 x.

Fig. 2 Basaltoides Gestein der Gruppe I mit Relikten des Hyaloklastit-Baues. Konglomerat, Coniac – Santon, Klippenzone. Lok. Považský Chlmec – Steinbruch. Vergr. 4,5 x.

Taf. VIII

Fig. 1 Rhyolithoides Gestein mit Ignimbrit-Bau. Zwei Arten von vulkanischem Glas. Konglomerat, Cenoman – Turon, Klippenzone. Lok. Vrtižer. Vergr. 19 x.

Fig. 2 Porphyritoides Gestein mit sekundärem orbikularem Bau. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Považský Chlmec – Steinbruch. Vergr. 4,5 x.

Taf. IX

Fig. 1 Albitisierte bis oligoklasiierte kluftnahe Räume in basaltoidem Gestein der Gruppe II. Konglomerat des Campan – Maasricht der Manín-Zone. Lok. Malé Hradisko bei Žilina. Vergr. 43 x.

Fig. 2 Porphyrit mit pilotaxitischer Struktur, von Adern mit Quarz-Feldspat-Füllung durchdrungen. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice II. Vergr. 11 x.

Taf. X

Fig. 1 Mandelstein-Porphyrit mit Quarzfällung der Mandeln. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Upohlav. Vergr. 11 x.

Fig. 2 Basaltoides Gestein der Gruppe II. Porphyrische Feldspat-Einsprenglinge 5–8 cm gross. Sideronit-Grundmasse. Konglomerat, Coniac – Santon, Klippenzone. Lok. Branč. Vergr. 11 x.

Fig. 3 Schnittfläche eines basaltoiden Gesteins der Gruppe II. Das Gestein wird von einer 2 cm starken Ader mit Quarz, Topas, Turmalin, Kassiterit und Orthoklas durchdrungen. Seitlich von ihr dünnere Adern. In den Räumen um die Adern in dem Gestein ähnliche Mineralassoziation. Siehe Taf. XLIV, Fig. 1. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Divinka. Nat. Gr.

Taf. XI

Fig. 1 Rhyolithoides Gestein mit markantem Fluidalgefüge und formgetreu erhaltenen Feldspat-Einsprenglingen. Cenomanische Konglomerate der Manín-Zone. Lok. Hradná – Zlatý diel. Vergr. 90 x.

Fig. 2 Relikte nach glasigem Bau der Grundmasse in rhyolithoidem Gestein. Konglomerat, Klippenzone. Lok. Sedliacka Dubová I. Vergr. 90 x.

Taf. XII

Fig. 1. 2 Relikte nach sphärolithisch rekristallisierter glasiger, folgend albitisierter Grundmasse. Rhyolithoides Gestein mit Ignimbrit-Bau. Konglomerat, Cenoman – Turon, Klippenzone. Lok. Vrtižer. Vergr. 130 x.

Taf. XIII

Fig. 1 Rhyolithoides Gestein der Gruppe I mit hohem Anteil an Xenolithen. Angularer Xenolith eines graphitisch-pelitischen Gesteins. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice – Staumauer. Vergr. 48 x.

Fig. 2 Rhyolithoides Gestein mit Ignimbrit-Bau mit Xenolithen präexistierender Gesteine. In der Mitte der Abbildung Xenolith eines basaltoiden Gesteins – sog. Melaphyr. Konglomerat, Cenoman – Turon, Klippenzone. Lok. Sedliacka Dubová. Vergr. 43 x.

Taf. XIV

Fig. 1 Rhyolithoides Gestein mit hohem Anteil an Xenolithen präexistierender Gesteine. Senonische Konglomerate der Klippenzone. Lok. Trstená. Vergr. 11 x.

Fig. 2 Rhyolithoides Gestein mit Porengefüge mit hohem Anteil an Xenolithen präexistierender Gesteine. Konglomerat, Alb-Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice III. Vergr. 43 x.

Taf. XV

Fig. 1, 2 Rhyolithoides Gestein wie auf Taf. XII, Fig. 2 mit Xenolithen früherer rhyolithoider Gesteine. Auf Fig. 2 von Schachbrettalbit verdrängte Feldspateinsprenglinge. Weder die Form noch die magmatische Position der Einsprenglinge ist gestört. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice. Vergr. 43 x.

Taf. XVI

Fig. 1, 2 Kristallo-lithoklastisches tuffoides Gestein. Bruchstücke von Quarz, Feldspäten, rhyolithoiden und basaltoiden Gesteinen und pelitische Komponente. Cenomanische Konglomerate der Manin-Zone. Lok. Malé Hradisko bei Žilina. Vergr. 11 x.

Taf. XVII

Fig. 1, 2 Rhyolithoides Gestein mit Klastit-Bau; Quarz-Einsprenglinge in Aggregaten konzentriert sowie isoliert. Rekristallisierte Bruchstücke von vulkanischem Glas. Cenomanische Konglomerate der Manin-Zone. Lok. Malé Hradisko bei Žilina. Vergr. 45 x.

Taf. XVIII

Fig. 1, 2 Rhyolithoide klastische Laven (am wahrscheinlichsten Bestandteil des Ignimbrit-Vulkanismus). Auf Fig. 1 in der rechten Ecke Xenolith eines präexistierenden allothigenen rhyolithoiden Lavagesteins. Auf Fig. 2 durch Fliessen verformte authigene Bruchstücke. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Divinka. Vergr. 45 x.

Taf. XIX

Fig. 1 Rhyolithoides Gestein mit Feldspat-Einsprenglingen und winzigeren kantigen Bruchstücken präexistierender glasiger rekristallisierter Gesteine. Grundmasse rekristallisiertes klastisches vulkanisches Glas. Konglomerat, Cenoman – Turon, Klippenzone. Lok. Zemiansky Mlyn. Vergr. 11 x.

Fig. 2 Mylonit nach einem rhyolithoiden Gestein. Untersenonische Konglomerate der Klippenzone. Lok. Oravský Podzámok. Vergr. 11 x.

Taf. XX

Fig. 1 Rhyolithoides Gestein, rekristallisiert. Relikte nach Fluidalgefüge und zum Teil nach porphyrischen Einsprenglingen. Untersenonische Konglomerate der Klippenzone. Lok. Zemianska Dedina. Vergr. 20 x.

Fig. 2 Rhyolithoides Gestein mit rhyolithoiden Xenolithen. Untersenonische Konglomerate der Klippenzone. Lok. Podbief. Vergr. 11 x.

Taf. XXI

Fig. 1 Kristallovitroklastische rhyolithoide Bruchstücklava. Konglomerat, Cenoman – Turon, Klippenzone. Lok. Teplička. Vergr. 11 x.

Fig. 2 Rhyolithoide Bimssteinlava bis kristallovitroklastische rhyolithoide Lava. Cenomanische Konglomerate der Manín-Zone. Lok. Hradná – bei dem Geschäft. Vergr. 11x.

Taf. XXII

Fig. 1, 2 Tuffit – kristalolithoklastisch, rot und aphanitisch. In dem Gestein dominieren Bruchstücke rhyolithoider glasiger Gesteine und Bruchstücke von Quarz. Vereinzelt wurden Bruchstücke basaltoider, pelitischer Gesteine, sowie Quarzit, Zirkon, Rutil festgestellt. Hämatit-Zement. Konglomerat, Alb – unteres Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice I. Vergr. Fig. 1–43x, Fig. 2–20x.

Taf. XXIII

Fig. 1 Rhyolithoides Gestein mit ignimbrit-Bau mit Xenolithen von präexistierendem rhyolithoidem Gestein. Santonische Konglomerate der Klippenzone. Lok. Horná Tižina. Vergr. 11 x.

Fig. 2 Rhyolithoides Gestein mit Xenolithen von rhyolithoiden und granitoiden Gesteinen. Konglomerat, Campan – Maastricht der Manín-Zone. Lok. Pod Hradiskom. Vergr. 11 x.

Taf. XXIV

Fig. 1, 2 Rhyodazitoides Gestein mit ausgeprägtem fluidalen Bau, Schlieren-Hohlräume von Quarz, in anderen Fällen von Adular und Albit ausgefüllt. Porphyrische Einsprenglinge – korrodierter idiomorpher Quarz und völlig metasomatisierte Pyroxene. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice III. Vergr. 43 x.

Taf. XXV

Fig. 1 Rhyolithoides Gestein mit ausgeprägtem fluidalen und Schlieren-Bau mit korrodiertem Quarz. Die Schlieren mit Quarz, Albit und Adular. Konglomerat, Cenoman – Turon, Klippenzone. Lok. Oravský Podzámok. Vergr. 11 x.

Fig. 2 Rhyolithoides Brekziengestein, von einem dichten Kluftnetz durchdrungen und rekristallisiert. Konglomerat, Cenoman – Turon, Klippenzone. Lok. Vrtižer. Vergr. 11 x.

Taf. XXVI

Fig. 1, 2 Rhyolithoides Gestein mit einem fluidalen Mikroschlieren-Bau. Grundmasse rekristallisiert. Einsprenglinge korrodierter Quarz und albitisierte Feldspäte. Aufnahmen aus demselben Dünnschliff. Konglomerat, Coniac – Santon, Klippenzone. Lok. Divinka. Vergr. Fig. 1–30x, Fig. 2–15 x.

Taf. XXVII

Fig. 1 Rhyolithoides Gestein mit vitrophyrischem Bau mit Einsprenglingen von korrodiertem Quarz und glasiger, teilweise rekristallisierter Grundmasse. Untersantonische Konglomerate der Klippenzone. Lok. Tižina. Vergr. 11 x.

Fig. 2 Glaukophanisierte Grauwacke. Evidente Relikte nach kantigen Bruchstücken eines granitoiden Gesteins. An anderer Stelle Relikte nach thermisch umgeformtem Quarzit. Die mittelgraue Färbung auf der Abbildung entspricht Aggregaten von Nadeln oder isolierten säuligen Kristallen von blauem Amphibol. Die Amphibolkristalle sind richtungslos orientiert. Nur in diesem Gestein wurde blauer Amphibol ohne Lawsonit festgestellt. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice. Vergr. 12,5 x.

Taf. XXVIII

Fig. 1 Metabasalt-Porphyr mit metamorphogenem Granat, blauem Amphibol, Lawsonit u. a. Relikte nach ophitischem Bau. Magmatische Feldspäte völlig rekristallisiert. Konglomerat, Cenoman – Turon, Klippenzone. Lok. Podvázie II. Vergr. 12,5 x.

Fig. 2 Wie Fig. 1, andere Aufnahme. In der Mitte Phantome nach richtungslos orientierten magmatischen leistenförmigen Feldspäten. Links Granatkörnchen mit Vorwiegen der Almandinkomponente (siehe Text). Konglomerat, Cenoman – Turon, Klippenzone. Lok. Podvázie II. Vergr. 12,5 x.

Taf. XXIX

Fig. 1 Idiomorphe, leistenförmige Lawsonitkristalle. Die Trübung der Kristalle ist durch eine unvollständige Kristalloblastese sowie der Anhäufung der Körnchen übereinander verursacht. Aufnahme eines lawsonitischen metavulkanosedimentären Gesteins. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice. Vergr. 45 x.

Fig. 2 Quarz – Hämatit – Gestein mit Glaukophan und Lawsonit (Metaquarzit). Glaukophan und Lawsonit sind in Richtung der Faltenschenkel sowie subparallel angewachsen. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Považská Bystrica. Vergr. 45 x.

Taf. XXX

Fig. 1 Metarhyolithoides Gestein (rhyolithoides Gestein II) mit Glaukophan und Lawsonit. Der subparallele Bau kopiert den fluidal-parallelen Bau des Lava-Tuff-Gesteins. An anderer Stelle sind Relikte nach rekristallisierten porphyrischen Feldspat-Einsprenglingen evident. Konglomerat, Cenoman – Turon, Klippenzone. Lok. Považský hrad – Steinbruch. Vergr. 48 x.

Fig. 2 Metapyroxenit mit Glaukophan und Lawsonit. Relikte nach prismatisch-körnigem Bau. Die hellsten Stellen sind homogene blaue Amphibole. Ihre zentralen grauen Partien sind Relikte des magmatischen Entwicklungsstadiums nach rhombischen Pyroxenen. Schwarze Körnchen – Erzminerale. An anderer Stelle in diesem Gestein befinden sich Relikte nach magmatischem Granat und an anderer wurden Konglomerat-Xenolithe festgestellt, siehe Taf. XXXII, Fig. 2. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Podvázie – Steinbruch. Vergr. 48 x.

Taf. XXXI

Fig. 1 Konglomerat als Miniatur-Lage in Metabasalt – siehe Taf. III, Fig. 4 sowie Text. In dem Konglomerat wurden winzige Gerölle basaltoider Gesteine der Gruppe I, Glimmerschiefer-, Phyllit-, Pelitgesteine, Bruchstücke von Quarz, Feldspat sowie eines granitoiden Gesteins und Karbonat-Rhomboiderformen festgestellt. Den Zement bildet kristallischer Kalzit. Diagonal rechts oben und links unten sind Säulchen von blauem Amphibol sichtbar, von denen auch die Konglomerat-Lage durchwachsen ist. Metabasalt-Geröll aus Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice. Vergr. 43 x.

Fig. 2 Basaltoides Gestein der Gruppe II. Relikte nach Olivin und Pyroxen. Feldspatkomponente überwiegt. Körnchen von Erzmineralen. Struktur pseudoophitisch. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Orlové – Burg. Vergr. 43 x.

Taf. XXXII

Fig. 1, 2 In Form von Xenolithen in Metapyroxenit eingeschlossene Konglomerate – siehe Taf. XXX, Fig. 2. Auf Fig. 1 sind winzige Gerölle von kristallischem Kalzit, muskovitischem Phyllit sowie Zirkonkörnchen in dem Konglomerat sichtbar. Auf Fig. 2 Reaktionssoam an dem Kontakt des Konglomerats mit dem magmatischen Gestein. An der Innenseite des Saumes sind Feldspäte – Andesin – Labrador angewachsen. An dem näher zu dem Magmagestein gelegenen Rand befinden sich Chlorite, die metasomatisch Granat-Formen ausfüllen. Die Konglomerate sind Bestandteil eines Metapyroxenits aus Konglomeraten des Alb – Cenoman der Klippenzone. Lok. Podvázie – Steinbruch. Vergr. 30 x.

Taf. XXXIII

Fig. 1 Glaukophan- und Lawsonitkörnchen aus dem Gestein von Fig. 2 Vergr. 90 x.

Fig. 2 Metavulkanopelitisches Gestein mit Glaukophan und Lawsonit. Relikte nach Peliten. Vulkanische Komponente umkristallisiert. Links oben Relikt nach Miniatur-Lage von Quarzit. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice. Vergr. 12,5 x.

Taf. XXXIV

Fig. 1 Idiomorphe Kristalle von Lawsonit mit Quarz aus metavulkanopelitischem Gestein von Taf. XXXIII. Wie auf Taf. XXXIII. Vergr. 33 x.

Fig. 2 Metakalzitgestein mit Lawsonit und Glaukophan. Relikte nach subparalleler Anordnung des sedimentogenen Entwicklungsstadiums des Gesteins. Gestein tektonisch gestört. In den Klüften durch kristallischen Kalzit rekristallisiert. Es handelt sich am wahrscheinlichsten um einen Bestandteil der vulkanosedimentären Entwicklung. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Považský hrad. Vergr. 6, 5 x.

Taf. XXXV

Fig. 1, 2 Basaltoides Mandelgestein aus der Gruppe der sog. Melaphyrgesteine. Konglomerat, Santon, Klippenzone. Lok. Kotrčina Lúčka. Vergr. Fig. 1 – 30 x, Fig. 2 – 15 x.

Taf. XXXVI

Fig. 1, 2 Basaltoides Gestein (sog. Melaphyr) mit Hyaloklastit-Bau. Auf den Aufnahmen sind Kalzit-Pseudomorphosen nach Olivin sichtbar. An dem Kontakt der Hyaloklaste mit dem Karbonatmilieu befinden sich Albit-Säume mit Zeolithcharakter. Konglomerat, Coniac – Santon, Klippenzone. Lok. Považský Chlmec – Steinbruch. Vergr. 45 x.

Taf. XXXVII

Fig. 1 Basaltoides Gestein der Gruppe I. Mandelstein-Bau. Sideronitstruktur der Grundmasse. Es dominiert die Feldspatkomponente des Gesteins, sog. pseudoophitische Bau. Lok. Kravarici. Vergr. 43 x.

Fig. 2 Detail des Gesteins von Taf. XXXV. Konglomerat, Coniac – Santon, Klippenzone. Lok. Kotrčina Lúčka. Vergr. 11 x.

Taf. XXXVIII

Fig. 1 Basaltoides Gestein aus der Gruppe der jüngeren, mit höherem Mg-Gehalt. Rekristallisierte Dilatationsfugen von Quarz, Albit, Aktinolith, an anderer Stelle von Pumpellyit ausgefüllt. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice. Vergr. 43 x.

Fig. 2 Basaltoides Gestein aus der Gruppe der jüngeren, mit höherem Mg-Gehalt. Relikte nach femischen Mineralen. Pseudoophitische Struktur. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice. Vergr. 43 x.

Taf. XXXIX

Fig. 1 Basaltoides Gestein aus der Gruppe der jüngeren. Pseudoophitische Struktur. Relikte nach Olivinen und Pyroxenen. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice – III. Vergr. 43 x.

Fig. 2 Basaltoides Gestein aus der Gruppe der jüngeren. Auffällig hoher Gehalt an stäbchenförmigem Ti-Magnetit. Pseudoophitische Bau. Konglomerat, Coniac – Santon, Klippenzone. Lok. Považský Chlmec – Steinbruch. Vergr. 43 x.

Taf. XL

Fig. 1, 2 Basaltoides Gestein aus der Gruppe der sog. jüngeren mit einer ausgeprägten Albit- bis Oligoklas- Metasomatose der Feldspatkomponente des Gesteins – siehe Taf. IX. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice – III. Vergr. 43 x.

Taf. XLI

Fig. 1, 2 Basaltoides Gesteine aus der Gruppe der sog. jüngeren. Relikte nach pseudoophitische Struktur. Ausgeprägte Albit-Rekristallisation magmatischer Feldspäte. Quarz-Albit Rekristallisationsadern. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice. Vergr. 43 x.

Taf. XLII

Fig. 1 Basaltoides Gestein aus der Gruppe der jüngeren. Relikte nach Pyroxenen und Olivin. Der instabile Feldspat-Teil des Gesteins hat eine pseudoophitische Entwicklung. Er ist albitisiert. Konglomerat, Santon, Klippenzone. Lok. Kravarici. Vergr. 43 x.

Fig. 2 Basaltoides Gestein aus der Gruppe der jüngeren. Relikte nach porphyrischen Einsprenglingen von Olivin. Grundmasse pseudoophitisch. Konglomerat. Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice. Vergr. 43 x.

Taf. XLIII

Fig. 1 Idiomorpher herzförmiger Kassiterit-Zwilling aus der Umgebung von Adern in basaltoidem Gestein aus der Gruppe der jüngeren (II). An anderer Stelle sind Turmalin, Topas mit Albit sowie Quarz zu beobachten. Konglomerat, Coniac – Santon, Klippenzone. Lok. Divinka. Vergr. 65 x.

Fig. 2 Granitoides Gestein aus der Gruppe der jüngeren granitoiden. Orthit-Kristall und rechts unten Schüppchen-Aggregat von sekundärem Biotit. Konglomerat, Coniac – Santon, Klippenzone. Lok. Branč. Vergr. 45 x.

Taf. XLIV

Fig. 1 Cummingtonit-Hornstein. Idiomorphe stengelige polysynthetisch verwachsene Kristalle von Cummingtonit – Grünerit mit Quarz bilden den wesentlichen Teil des Gesteins. Relikte nach vitroklastischem Gestein. Konglomerat, Untersenon, Klippenzone. Lok. Vrtizer. Vergr. 35 x.

Fig. 2 Detail von Fig. 1. Kreuzverwachsungen von Cummingtonit und Grünerit-Kristallen. Wie bei Fig. 1. Vergr. 90 x.

Taf. XLV

Fig. 1 Rhyolithoides Gestein mit hohem Anteil an Biotit-Schüppchen einer Greisen-Mineralassoziation. Das Gestein ist an den Bruchflächen makroskopisch fast schwarz, Konglomerat, Alb-Cenoman, Klippenzone, Lok. Beňov. Vergr. 45 x.

Fig. 2 Trachytoides Gestein mit Sanidin-Einsprenglingen, Mandel-Bau mit einer Quarz-Chlorit-Ausfüllung der Mandeln und einer hyalopilitischen Struktur der Grundmasse. Konglomerat, Cenoman – Turon, Klippenzone. Lok. Považský hrad. Vergr. 32 x.

Taf. XLVI

Fig. 1 Kristalle von Pumpellyit, Albit, Chlorit in basaltoidem Gestein aus der Gruppe der jüngeren. Konglomerat, Coniac – Santon, Klippenzone. Lok. Kotrčina Lúčka. Vergr. 45 x.

Fig. 2 Porphyritoides Gestein mit porphyrischer und poikilitischer Struktur. Unter den Einsprenglingen herrschen Feldspäte vor. AN_{25} – Relikte überwiegend adularisiert. Die Grundmasse besteht aus Quarz, Feldspäten und Erzpigment. Konglomerat, Alb – Cenoman, Klippenzone. Lok. Nosice. Vergr. 32 x.

Foto Taf. I – XLVI L. Osvald

Vysvetlivky k tabuľkám I – XLVI

Tabuľka I

Obr. 1 Rezná plôška ryolitoidnej horniny. Zlepence, koňak – santón, bradlové pásmo. Lok. Prosné. Skutočná veľkosť.

Obr. 2 Rezná plôška ryolitoidnej horniny s ignimbritovou stavbou. Zlepence, koňak – santón, bradlové pásmo. Lok. Divinka. Skutočná veľkosť.

Obr. 3 Rezná plôška ryolitoidnej horniny s ignimbritovou stavbou. Zlepence, koňak – santón, bradlové pásmo. Lok. Pov. Chlmeč – lom. Skutočná veľkosť.

Obr. 4 Rezná plôška ryolitoidnej horniny s ignimbritovou stavbou. Zlepence, koňak – santón, bradlové pásmo. Lok. Pov. Chlmeč – cesta. Skutočná veľkosť.

Tabuľka II

Obr. 1 Rezná plôška bazaltoidnej horniny (tzv. melafýry). Zlepence, koňak – santón, bradlové pásmo. Lok. Zádubnie. Skutočná veľkosť.

Obr. 2 Rezná plôška granitoidnej horniny – II. Zlepence, koňak – santón, bradlového pásmo. Lok. Oravský Podzámok. Skutočná veľkosť.

Obr. 3., 4 Rezné plôšky ryolitoidných hornín s vysokým podielom xenolitov. Zlepence albu – cenomanu, bradlové pásmo. Lok. Nosice I. Skutočná veľkosť.

Tabuľka III

Obr. 1, 2 Rezné plôšky rôznych ryolitoidných hornín s prevahou rekrystalizovanej, sklovitej základnej hmoty. Zlepence, alb – cenoman, bradlové pásmo. Lok. Nosice I. Skutočná veľkosť.

Obr. 3 Rezná plôška metakvarcitu. Zlepence, alb – cenoman, bradlové pásmo. Lok. Nosice I. Skutočná veľkosť.

Obr. 4 Rezná plôška metapyroxenu. Zlepence, cenoman – turón, bradlové pásmo. Lok. Podvázie – lom. Skutočná veľkosť.

Tabuľka IV

Obr. 1 Rezná plôška ryolitoidnej horniny. Zlepence, santón, bradlové pásmo. Lok. Kubíkovia. Skutočná veľkosť.

Obr. 2 Rezná plôška ryolitoidnej horniny. Zlepence, santón, bradlové pásmo. Lok. Horná Tížina. Skutočná veľkosť.

Obr. 3, 4 Rezné plôšky ryolitoidnej horniny. Zlepence, santón, bradlové pásmo. Lok. Ďurčovia. Skutočná veľkosť.

Tabuľka V

Obr. 1, 2 Rezné plôšky ryolitoidných hornín s prevahou rekrystalizovanej sklovitej základnej hmoty. Zlepence, spodný senón, bradlové pásmo. Lok. Oravský Podzámok. Skutočná veľkosť.

Obr. 3, 4 Rezné plôšky ryolitoidných hornín s ignimbritovou stavbou. Zlepence, spodný senón, bradlové pásmo. Lok. Vrtižer. Skutočná veľkosť.

Tabuľka VI

Obr. 1 Rezná plôška ryolitoidnej horniny, evidentné stopy po porfýrických výrastliciach a fluidálnom charaktere základnej hmoty. Zlepence, alb – cenoman, bradlové pásmo. Lok. Trstená. Skutočná veľkosť.

Obr. 2 Rezná plôška ryolitoidnej horniny s vysokým podielom xenolitov preformovaných tečúcou lávou. Zlepence, cenoman, manínska jednotka. Lok. Hradná – JRD. Skutočná veľkosť.

Obr. 3 Rezná plôška ryolitoidnej horniny s obsahom pórov preformovaných v priebehu pohybu lávy. Spodnocenomanské zlepence, bradlové pásmo. Lok. Trstená. Skutočná veľkosť.

Obr. 4 Rezná plôška ryolitoidnej horniny s ignimbritovou stavbou. Zlepence, kampán – mástricht, manínske pásmo. Lok. Pod Hradiskom. Skutočná veľkosť.

Tabuľka VII

Obr. 1 Metabazaltová hornina skupiny II s reliktni po vankúšikovitej (hyaloklastitovej) stavbe s obsahom glaukofánu a lawsonitu. Zlepence, alb – cenoman, bradlové pásmo, lok. Nosice – priehradný múr. Zväčš. 43 x.

Obr. 2 Bazaltoidná hornina skupiny I s reliktni po hyaloklastitovej stavbe. Zlepence, koňak – santón, bradlové pásmo. Lok. Pov. Chlmec – lom. Zväčš. 4, 5 x.

Tabuľka VIII

Obr. 1 Ryolitoidná hornina s ignimbritovou stavbou. Dva druhy vulkanického skla. Cenomansko-turónske zlepence, bradlové pásmo. Lok. Vrtižer. Zväčš. 19 x.

Obr. 2 Porfyrítoidná hornina so sekundárne orbikulárnou stavbou. Albsko-cenománske zlepence, bradlové pásmo. Lok. Pov. Chlmec – lom. Zväčš. 4,5 x.

Tabuľka IX

Obr. 1 Albitizované až oligoklazované okolopuklinové priestory v bazaltoidných horninách skupiny II. Zlepence, kampán – mástricht, manínska jednotka. Lok. Malé Hradisko pri Žiline. Zväčš. 43 x.

Obr. 2 Porfyrít s pilotaxitickou štruktúrou preniknutý žilkami s kremenno-živcovou výplňou. Albsko-cenomanské zlepence, bradlové pásmo. Lok. Nosice II. Zväčš. 11 x.

Tabuľka X

Obr. 1 Mandľovcovitý porfyrít s kremennou výplňou mandlí. Albsko-cenomanské zlepence, bradlové pásmo. Lok. Upohlav. Zväčš. 11 x.

Obr. 2 Bazaltoidná hornina skupiny II. Porfyrické výrastlice živcov – 5–8 cm veľké. Základná hmota sideronitová. Zlepence, koňak – santón, bradlové pásmo. Lok. Branč. Zväčš. 11 x.

Obr. 3 Rezná plôška bazaltoidnej horniny skupiny II. Horninu preniká 2 cm hrubá žilka s kremeňom, topásom, turmalínom, cínovcom a ortoklasom. Vľavo i vpravo od tejto menšie žilky. V okoložilných priestoroch v hornine obdoba asociácia minerálov. Albsko-cenomanské zlepence, bradlové pásmo. Lok. Divinka. Skutočná veľkosť.

Tabuľka XI

Obr. 1 Ryolitoidná hornina s výrazne fluidálnou stavbou a tvarove zachovanými výrastlicami živcov. Cenomanské zlepence, manínska jednotka. Lok. Hradná – Zlatý Diel. Zväčš. 90 x.

Obr. 2 Relikty po sklovitej stavbe základnej hmoty v ryolitoidnej hornine. Cenomansko-turónske zlepence, bradlové pásmo. Lok. Sedliacka Dubová I. Zväčš. 90 x.

Tabuľka XII

Obr. 1, 2 Relikty po sféroliticky rekryštalizovanej sklovitej základnej hmote, následne albitizovanej. Zábery ryolitoidnej horniny s ignimbritovou stavbou. Zlepence, cenoman – turón, bradlové pásmo. Lok. Vrtižer. Zväčš. 130 x.

Tabuľka XIII

Obr. 1 Ryolitoidná hornina skupiny I s vysokým podielom xenolitov. Angulárny xenolit grafiticko-pelitickej horniny. Albsko-cenomanské zlepence, bradlové pásmo. Lok. Nosice – priehradný múr. Zväčš. 48 x.

Obr. 2 Ryolitoidná hornina s ignimbritovou stavbou s xenolitmi preexistujúcich hornín. V centre obrázku xenolit bazaltoidnej horniny – tzv. melafýr. Zlepence cenoman-turón, bradlové pásmo. Lok. Sedliacka Dubová. Zväčš. 43 x.

Tabuľka XIV

Obr. 1 Ryolitoidná hornina s vysokým podielom xenolitov preexistujúcich hornín. Senónske zlepence, bradlové pásmo. Lok. Trstená. Zväčš. 11 x.

Obr. 2 Ryolitoidná hornina s pórovou textúrou, s vysokým podielom xenolitov preexistujúcich hornín. Albsko-cenomanské zlepence, bradlové pásmo. Lok. Nosice III. Zväčš. 43 x.

Tabuľka XV

Obr. 1, 2 Ryolitoidná hornina ako na tab. XII, obr. 2, s xenolitmi skorších ryolitoidných hornín. Na obr. 2. výrastlice živcov zatlačené šachovnicovým albitom. Výrastlice nemajú porušené ani tvary, ani magmatickú pozíciu. Albsko-cenomanské zlepence, bradlové pásmo. Lok. Nosice. Zväčš. 43 x.

Tabuľka XVI

Obr. 1, 2 Kryštalolitoklastická tufitoidná hornina. Úlomky kremeňa, živcov, ryolitoidných a bazaltoidných hornín a pelitická zložka. Cenomanské zlepence, manínske pásmo. Lok. Malé Hradisko pri Žiline. Zväčš. 11 x.

Tabuľka XVII

Obr. 1, 2 Ryolitoidná hornina s klastovanou stavbou. Výrastlice kremeňa koncentrované v zhlukoch, i izolované. Rekryštalizované klasty vulkanického skla. Cenomanské zlepence, manínske pásmo. Lok. Malé Hradisko pri Žiline. Zväčš. 45 x.

Tabuľka XVIII

Obr. 1, 2 Ryolitoidné klastované lávy (najpravdepodobnejšie súčasť ignimbritového vulkanizmu). Na obr. 1 v pravom rohu xenolit preexistujúcej allotigénnej lávovej ryolitoidnej horniny. Na obr. 2 fluiditou preformované autigénne klasty. Albsko-cenomanské zlepence, bradlové pásmo. Lok. Divinka. Zväčš. 45 x.

Tabuľka XIX

Obr. 1 Ryolitoidná hornina s výrastlicami živcov a drobnejšími angulárnymi úlomkami preexistujúcich sklovitých rekryštalizovaných hornín. Základná hmota rekryštalizované, klastované vulkanické sklo. Cenomansko-turónske zlepence, bradlové pásmo. Lok. Zemiansky Mlyn. Zväčš. 11 x.

Obr. 2 Mylonit po ryolitoidnej hornine. Zlepence, spodný senón, bradlové pásmo. Lok. Oravský Podzámok. zväčš. 11 x.

Tabuľka XX

Obr. 1 Ryolitoidná hornina, rekryštalizovaná. Relikty po fluidálnej stavbe a čiastočne po porfyrických výrastliciach. Spodno-senónske zlepence, bradlové pásmo. Lok. Zemianska Dedina. Zväčš. 20 x.

Obr. 2 Ryolitoidná hornina s ryolitoidnými xenolitmi. Zlepence, spodný senón, bradlové pásmo. Lok. Podbief. Zväčš. 11 x.

Tabuľka XXI

Obr. 1 Kryštalovitroklastická ryolitoidná láva. Cenoman-turón, zlepence, bradlové pásmo. Lok. Teplička. Zväčš. 11 x.

Obr. 2 Pemzová ryolitoidná láva až kryštalovitroklastická ryolitoidná láva. Zlepence, cenoman, manínske pásmo. Lok. Hradná – pri obchode. Zväčš. 11 x.

Tabuľka XXII

Obr. 1, 2 Tufit – kryštalolitoklastický, červený, afanitický. V hornine dominujú úlomky ryolitoidných sklovitých hornín a úlomky kremeňa. Ojedinele boli zistené úlomky bazaltoidných, i pelitických hornín a kremenca, zirkónu, rutilu. Hematitový tmel. Zlepence, alb – spodný cenoman, bradlové pásmo. Lok. Nosice I. Zväčš. obr. 1 – 43 x. obr. 2 – 20 x.

Tabuľka XXIII

Obr. 1 Ryolitoidná hornina s ignimbritovou stavbou so xenolitmi preexistujúcej ryolitoidnej horniny. Santónske zlepence, bradlové pásmo. Lok. Horná Tižina. Zväčš. 11 x.

Obr. 2 Ryolitoidná hornina s xenolitmi ryolitoidných i granitoidných hornín. Kampánsko – mástrichtské zlepence, manínske pásmo. Lok. Pod Hradiskom. Zväčš. 11 x.

Tabuľka XXIV

Obr. 1, 2 Ryodacitoidná hornina s výraznou fluidálnou stavbou, šlirovými dutinkami vyplnenými kremeňom, v inom prípade i adulárom a albitom. Porfyrické výrastlice – korodovaný idiomorfny kremeň a úplne metasomatizované pyroxény. Albsko-cenomanské zlepence, bradlové pásmo. Lok. Nosice III. zväčš. 43 x.

Tabuľka XXV

Obr. 1 Ryolitoidná hornina s výraznou fluidálnou a šlirovou stavbou a korodovaným kremeňom. Šlíry vyplnené kremeňom, albitom i adulárom. Cenomansko-turónske zlepenca, bradlové pásmo. Lok. Oravský Podzámok. Zväčš. 11 x.

Obr. 2 Ryolitoidná hornina brekciovaná, prestúpená hustou sieťou puklín a rekrystalizovaná. Cenomansko-turónske zlepenca, bradlové pásmo. Lok. Vrtižer. Zväčš. 11 x.

Tabuľka XXVI

Obr. 1, 2 Ryolitoidná hornina s mikrošlirovou fluidálnou stavbou. Základná hmota rekrystalizovaná. Výrastlice, korodovaný kremeň a albitizované živce. Zábery z jedného valúnu a výbrusu. Koňak-santón, zlepenca, bradlové pásmo. Lok. Divinka. Zväčš. obr. 1–30 x, obr. 2–15 x.

Tabuľka XXVII

Obr. 1 Ryolitoidná hornina s vitrifikovou stavbou s výrastlicami korodovaného kremeňa a sklovitej základnej hmoty, čiastočne rekrystalizovanej. Spodnosenónske zlepenca, bradlové pásmo, Lok. Tižina. Zväčš. 11 x.

Obr. 2 Glaukofanizovaná droba. Evidentné reliktu po angulárnych úlomkoch granitoidnej horniny. Na inom mieste i reliktu po kremenci akoby termicky preformovanom. Strednosivá farba na obrázku zodpovedá zhlukom ihličiek alebo izolovaným stĺpkovitým kryštálkom modrého amfibolu. Kryštálky amfibolu majú všesmernú orientáciu. Jedine v tejto hornine sa zistil modrý amfibal bez lawsonitu. Albsko-cenomanské zlepenca, bradlové pásmo. Lok. Nosice. Zväčš. 12,5 x.

Tabuľka XXVIII

Obr. 1 Metabazaltový porfyrít s metamorfogénnym granátom, s modrým amfibolom, lawsonitom a iné. Relikt u po ofitickej stavbe. Magmatické živce sú úplne rekrystalizované. Cenomansko-turónske zlepenca, bradlové pásmo. Lok. Podvázie II. Zväčš. 12,5 x.

Obr. 2 To isté ako obr. 1. Iný záber. V centre – fantómy po všesmerne orientovaných magmatických lištovitých živcoch. Vľavo zrníčka granátu s prevahou almandínovej zložky (pozri text). Cenomansko-turónske zlepenca, bradlové pásmo. Lok. Podvázie II. Zväčš. 12,5 x.

Tabuľka XXIX

Obr. 1 Idiomorfné, lištovité kryštálky lawsonitu. Zakalenosť na kryštálkoch je spôsobená neúplnou kryštaloblastézou a nahromadením zrníčok nad sebou. Záber z lawsonitickej metavulkanosedimentárnej horniny. Albsko-cenomanské zlepenca, bradlové pásmo. Lok. Nosice. Zväčš. 45 x.

Obr. 2 Kremenno-hematitová hornina s glaukofánom a lawsonitom, (metakremenec). Glaukofán a lawsonit je narastený v smere ramien vrás i subparalelne. Albsko-cenomanské zlepenca, bradlové pásmo. Lok. Pov. Bystrica. Zväčš. 45 x.

Tabuľka XXX

Obr. 1 Metaryolitoidná hornina (ryolitoidná II) s glaukofánom a lawsonitom. Subparalelná stavba kopíruje fluidálno-paralelnú stavbu lávovo-tufovej horniny. Na inom mieste sú evidentné reliktu po rekrystalizovaných porfyrických výrastlicah živcov. Cenomansko-turónske zlepenca, bradlové pásmo. Lok. Považský hrad – lom. Zväčš. 48 x.

Obr. 2 Metapyroxenit s glaukofánom a lawsonitom. Relikt u po prizmaticky zrnitej stavbe. Najsvetlejšie miesta sú rovnorodé modré amfiboly. Ich centrálné sivé časti sú reliktu magmatického štádia vývoja rombických pyroxénov. Čierne zrníčka – rudné minerály. Na inom mieste v tejto hornine sú reliktu po magmatickom granáte a na inom boli zistené xenolity zlepenca – pozri tab. XXXII, obr. 2. Albsko-cenomanské zlepenca, bradlové pásmo. Lok. Podvázie – lom. Zväčš. 48 x.

Tabuľka XXXI

Obr. 1 Zlepence ako miniatúrna poloha v metabazalte – pozri tab. III, obr. 4 i text. V zlepenci sa zistili valúniky bazaltoidných hornín skupiny I, svorové, fylitové, pelitické horniny, úlomky kremeňa, živca i granitoidnej horniny a klencotvary uhličitanov. Tmel je kryštalický vápenec. Diagonálne vpravo hore i vľavo dole je vidieť stĺpiky modrého amfibolu, ktorý narastá i cez polohu zlepencov, metabazalt. Albsko-cenomanské zlepence, bradlové pásmo. Lok. Nosice. Zväčš. 3 x.

Obr. 2 Bazaltoidná hornina skupiny II. Relikty po olivíne a pyroxéne. Živcová zložka v prevahe. Zrníčka rudných minerálov. Štruktúra pseudoofitická. Zlepence, alb -cenoman, bradlové pásmo. Lok. Orlové – hrad. Zväčš. 43 x.

Tabuľka XXXII

Obr. 1, 2 Zlepence ako xenolity uzatvorené v metapyroxenite – pozri tab. XXX, obr. 2. Na obr. 1 je vidieť valúnik kryštalického vápenca, muskovitického fylitu a zrníčka zirkónu v zlepenci. Na obr. 2 je vidieť reakčný lem na styku zlepencia a magmatickej horniny. Na vnútornej strane lemu sú narastené živce – andezín – labrador. Na okraji bližšie k magmatickej hornine sú chlority metasomaticky vyplňajúce granátotvary. Zlepence sú súčasťou valúnu metapyroxenitu. Albsko-cenomanské zlepence, bradlové pásmo. Lok. Podvážie – lom. Zväčš. 30 x.

Tabuľka XXXIII

Obr. 1 Glaukofánové a lawsonitové zrníčka z horniny na obr. 2. Zväčš. 90 x.

Obr. 2 Metavulkanopelitická hornina s glaukofánom a lawsonitom. Relikty po pelitoch. Vulkanická časť prekryštalizovaná. Vľavo hore relikť po miniatúrnej polohe kremeňa. Albsko-cenomanské zlepence, bradlové pásmo. Lok. Nosice. Zväčš. 12,5 x.

Tabuľka XXXIV

Obr. 1 Idiomorfne kryštáliky lawsonitu s kremeňom z metavulkanopelitickej horniny z tab. XXXIII. To isté ako tab. XXXIII. Zväčš. 33 x.

Obr. 2 Metavápencová hornina s lawsonitom a glaukofánom. Relikty po subparalelnom usporiadaní sedimentogénneho štádia vývoja horniny. Hornina tektonicky porušená. Po puklinách rekrystalizovaná kryštalickým vápencom. Ide najpravdepodobnejšie o súčasť vulkanosedimentárneho vývoja. Albsko-cenomanské zlepence, bradlové pásmo. Lok. Považský hrad. Zväčš. 6,5 x.

Tabuľka XXXV

Obr. 1, 2 Bazaltoidná mandľovcová hornina zo skupiny tzv. melafýrových hornín. Zlepence, koňak – santón, bradlové pásmo. Lok. Kotrčina Lúčka. Zväčš. obr. 1–30 x, obr. 2–15 x.

Tabuľka XXXVI

Obr. 1, 2 Bazaltoidná hornina (tzv. melafýr) s hyaloklastitovou stavbou. Na obr. 1 i obr. 2 vidieť pseudomorfózy kalcitu po olivíne. Na styku hyaloklastov s uhličitanovým prostredím sú lemy albitu a zeolitovej povahy. Zlepence, koňak – santón, bradlové pásmo. Lok. Považský Chlmec – lom. Zväčš. obr. 1, 2–45 x.

Tabuľka XXXVII

Obr. 1 Bazaltoidná hornina skupiny I. Mandľovitá stavba. Sideronitová štruktúra základnej hmoty. Dominuje živcová časť horniny – tzv. pseudoofitická stavba. Lok. Kravarici. Zväčš. 43 x.

Obr. 2 Detail horniny tab. XXXV. Zlepence, koňak – santón, bradlové pásmo. Lok. Kotrčina Lúčka. Zväčš. 11 x.

Tabuľka XXXVIII

Obr. 1 Bazaltoidná hornina zo skupiny neskorších, s vyššou horečnatosťou. Dilatačné rekryštalizačné žilky vyplnené kremeňom, albitom, aktinolitom, na inom mieste pumpellyitom. Albsko-cenomanské zlepenie, bradlové pásmo. Lok. Nosice. Zväčš. 43 x.

Obr. 2 Bazaltoidná hornina zo skupiny neskorších, s vyššou horečnatosťou. Relikty po femických i salických mineráloch. Pseudoofitická štruktúra. Albsko-cenomanské zlepenie, bradlové pásmo. Lok. Nosice. Zväčš. 43 x.

Tabuľka XXXIX

Obr. 1 Bazaltoidná hornina zo skupiny neskorších. Pseudoofitická štruktúra. Relikty po olivínoch a pyroxénoch a živcoch. Albsko-cenomanské zlepenie, bradlové pásmo. Lok. Nosice III. Zväčš. 43 x.

Obr. 2 Bazaltoidná hornina zo skupiny tzv. neskorších bazaltoidných. Nápadne vysoký obsah paličkovitého Ti-magnetitu. Pseudoofitická stavba. Koňak – santón, zlepenie, bradlové pásmo. Lok. Považský Chlmec – lom. Zväčš. 43 x.

Tabuľka XL

Obr. 1, 2 Bazaltoidné horniny zo skupiny tzv. neskorších bazaltoidných, s výraznou albitovou až oligoklasovou metasomatózou živcovej časti horniny – pozri tab. IX, albsko-cenomanské zlepenie, bradlové pásmo. Lok. Nosice III. Zväčš. 43 x.

Tabuľka XLI

Obr. 1, 2 Bazaltoidné horniny zo skupiny tzv. neskorších bazaltoidných. Relikty po pseudoofitickéj štruktúre. Výrazná albitová rekryštalizácia magmatických živcov. Rekryštalizačné kremenno-albitové žilky. Albsko-cenomanské zlepenie, bradlové pásmo. Lok. Nosice. Zväčš. 43 x.

Tabuľka XLII

Obr. 1 Bazaltoidná hornina zo skupiny tzv. neskorších bazaltoidných. Relikty po pyroxénoch i olivíne. Nestabilná živcová časť horniny má pseudoofitický vývoj. Je albitizovaná. Santónske zlepenie, bradlové pásmo. Lok. Kravarici. Zväčš. 43 x.

Obr. 2 Bazaltoidná hornina zo skupiny tzv. neskorších bazaltoidných. Relikty po porfyrickéj výrastlici olivínu. Základná hmota pseudoofitická. Albsko-cenomanské zlepenie, bradlové pásmo. Lok. Nosice. Zväčš. 43 x.

Tabuľka XLIII

Obr. 1 Idiomorfne dvojča srdcovitého zrastu cínovca z okoložilných priestorov z bazaltoidnej horniny skupiny neskorších (II). Na inom mieste je vidieť turmalín, topás s albitom i kremeňom. Zlepenie, koňak – santón, bradlové pásmo. Lok. Divinka. Zväčš. 65 x.

Obr. 2 Granitoidná hornina skupiny tzv. neskorších granitoidných. Kryštál ortitu a vpravo dolu zhluk šupiniek sekundárneho biotitu. Koňacko-santónske zlepenie, bradlové pásmo. Lok. Branč. Zväčš. 45 x.

Tabuľka XLIV

Obr. 1 Cummingtonitový rohovec. Idiomorfne stebelnaté, polysynteticky zrastené kryštáliky cummingtonitu – grüneritu s kremeňom tvoria podstatnú časť horniny. Relikty po vitroklastickej bázickej hornine. Zlepenie, spodný senón, bradlové pásmo. Lok. Vrtížer. Zväčš. 35 x.

Obr. 2 Detail obr. 1. Krížové prerastlice kryštálikov cummingtonitu – grüneritu. To isté ako obr. 1. Zväčš. 90 x.

Tabuľka XLV

Obr. 1 Ryolitoidná hornina s vysokým podielom šupiniek biotitu greisenovej minerálnej asociácie. Hornina je na lomných plôškach makroskopicky skoro čierna. Albsko-cenomanské zlepence, bradlové pásmo. Lok. Beňov. Zväčš. 45 x.

Obr. 2 Trachytoidná hornina s výrastlicami sanidínu, mandľovcovitou stavbou s kremenno-chloritovej výplňou mandlí a hyalopilitickou štruktúrou základnej hmoty. Cenomansko-turónske zlepence, bradlové pásmo. Lok. Považský hrad. Záčš. 32 x.

Tabuľka XLVI

Obr. 1 Bazaltoidná hornina zo skupiny neskorších, s kryštálkami chloritovej, albitovej a pumpellyitovej povahy. Zlepenec, koňak – santón, bradlové pásmo. Lok. Kotrčina Lúčka. Zväč. 45 x.

Obr. 2 Porfyrítoidná hornina s porfyrickou a poikilitickou štruktúrou. Vo výrastliciach dominujú živce. Relikty An_{25} zväčša adularizované. Základnú hmotu tvorí kremeň, živce a rudný pigment. Albsko-cenomanské zlepence, bradlové pásmo. Lok. Nosice. Zväčš. 32 x.

Tab. I–XLVI foto L. Osvald

Oľga Fejdiová

Nové poznatky o spodnotriasovom klastickom – lúžnianskom súvrství v centrálnych Západných Karpatoch

11 obr., 13 fotogr. tabuliek v texte, ang. resumé

Abstract. The Lower Triassic Liptovská Lúžna clastic formation consists of various types of sedimentary clastic rocks (quartzites, quartzose sandstones, graywackes subgraywackes, arcoses, arcose sandstones, atypical conglomerates, breccia and variegated claystones) distinguished by detailed mineralogic-petrographic study. On the locality Liptovská Lúžna, in the basement of the formation is the rest of weathering crust. On the basis of different grain-size of psammite rocks, bed thickness, portion of pelitic sediments, petrographic character of psammitic sediments and colour, the Liptovská Lúžna Formation may be divided into three members. No organic remains were found: the upper member shows numerous bioturbations. Thickness of the formation, great areal extent, bimodal orientation of diagonal bedding and its types are indicative of littoral shallow-sea depositional environment of the Liptovská Lúžna Formation, with barrier island, deltas, and shallow shelf. Material had been transported by rivers, undulation and sea currents.

Úvod a historický prehľad

Bazálne spodnotriasové súvrstvie je rozšírené v tatriku fatriku a veporiku. Napriek veľkému regionálnemu rozšíreniu existovali o ňom iba kusé informácie prevažne megaskopického rázu. Na ich základe bola jeho charakteristika veľmi jednoduchá. Toto súvrstvie je tvorené kremencami a kremitými pieskovecami bielej, sivej, žltkastej, ružovej, červenkastej a zelenej farby. Pri báze obsahujú často zlepenčové polohy, tvorené prevažne valúnikmi kremeňa. Vo vrchných častiach súvrstvia sa vyskytujú pelitické vložky a polohy. Kremence sú niekedy epimetamorfované. Minerálne zloženie je nasledovné: kremeň, plagioklasy (kaolinizované, sericitizované), ortoklas, muskovit, biotit, amfibol, zirkón, rutil, turmalín, granát, apatit, z horninových úlomkov kremeňa, rohovce a sľudnaté bridlice. Tieto údaje pochádzajú od D. ANDRUSOVA (1959), z Vysvetliviek k mapám 1 : 200 000 (M. MAHEL 1962, 1964, A. BIELY 1963, O. FUSÁN 1964) a z prác starších geológov: D. ŠTÚR (1860), F. POŠEPNÝ (1864), G. STACHE (1865), D. ŠTÚR (1868), C. M. PAUL (1868), M. LIMANOWSKI (1903), V. UHLIG (1903), od maďarských geológov, pracujúcich v oblasti Ponitria a Strážovských vrchov – Z. SCHRÉTER (1915), S. FERENCZY (1915), J. VIGH (1915), K. KULCSÁR (1915). Podstatný prínos pre stratigrafiu a paleogeogra-

fiu znamená práca V. ZOUBKA (1930). Dosť podrobnú mineralogicko-petrografickú charakteristiku spodnotriasového súvrstvia podal J. KOUTEK (1930).

Pomerne podrobne sú preskúvané spodnotriasové tatrídne súvrstvia vo Vysokých Tatrách (K. BORZA 1958, R. KÚŠIK 1959, A. GOREK 1958, M. TURNAU—MORAWSKA 1955, Z. KOTAŇSKI 1959, 1961, 1963, P. RONIEWICZ 1959, 1965, 1966, S. DZULYŇSKI a R. GRADZIŇSKI 1960).

Podrobnejší petrografický opis spodnotriasových klastík bol urobený pre horniny z Červenej Magury (J. KOUTEK 1930) a z Tríbča (A. BIELY 1963) a vo Vysokých Tatrách z poľskej strany (P. RONIEWICZ 1965, 1966). Mineralógiu niektorých kremencov z Vysokých Tatier urobil K. BORZA (1958). Chemická analýza sa nachádza v práci J. KOUTKA (1930). K. BORZA (1958) cituje analýzu podľa Cz. KUŽNIARA) 1913 in K. BORZA (1958). J. JARKOVSKÝ vykonal dve analýzy spodnotriasových kremencov za účelom ich využitia na výrobu dinasu. P. RONIEWICZ (1966) uvádza 3 chemické analýzy.

O analýze prostredia vzniku spodnotriasových klastík, tzv. kremencov, sa snažili mnohí geológovia. M. LIMANOWSKI (1903) tatranský pieskovec (ako sám autor nazýva spodnotriasové klastiká) považuje za permský, pevninský. Verfénske červené pieskovce, červené a zelené ílovce a hnedé ílovce s *Myophoria costata* ZENK. predstavujú morské sedimenty. V. ZOUBEK (1930) tzv. kvarcitové súvrstvie označuje ako začiatok morskej sedimentácie triasu po suchozemskom období verukána, od ktorého sa faciálne značne líši. A. MATĚJKA a D. ANDRUSOV (1931) považovali spodný verfén — kremence a pieskovce za transgresívne. S. SOKOLOWSKI (1948) a E. PASSENDORFER (1951) považujú kremence za útvar usadený vo vode. Podľa E. PASSENDORFERA (1951) spodnotriasové kremence vznikli rozrušením a resedimentáciou permu a boli by usadeninami riečnymi alebo deltovými. D. ANDRUSOV (1959) hovorí, že ide o útvar, ktorý vznikol v celkove plytkom mori a jeho severný breh ležal na sever od bradlového pásma. Vznik súvrstvia znamenal začiatok transgresie triasového mora na okraj pevniny vindelicko-beskydského valu. Podľa S. DZULYŇSKÉHO a R. GRADZIŇSKÉHO (1960) kremence vznikli v prostredí aluviálnej nivy ako sedimenty príbrežných jazier a záplavových plošín. P. RONIEWICZ (1966) dovedy najvšestrannejšie preskúmal spodnotriasové sedimenty. Na základe výsledkov rozsiahlej a podrobnej práce v tomto súvrství predpokladá vznik sedimentov v plytkovodnom prostredí vo veľkej panve a z nepriamych dôkazov vychádza jeho tvrdenie o plytkomorskom pôvode spodnotriasových sedimentov. M. MIŠÍK a J. JABLONSKÝ (1978) skúmali transportné smery a petrografické zloženie valúnov zo spodnotriasových „kremencov“ a zlepcov Malých Karpát. Z analýzy prúdových textúr a z literárneho prehľadu usudzujú, že zdrojovou oblasťou boli hrastové vyvýšeniny na okraji Českého masívu a prostredím sedimentácie bola piedmontná zóna pod okrajovým zrázom s občasnými tokmi v semiaridnej až aridnej oblasti. Pozíciu a charakter zdrojovej zóny diskutuje tiež R. MARSCHALCO (1978). Rozsah a veľkosť zdrojov sú neznáme, paleoprúdy smerujúce od S, SZ a SSV lokalizujú zdroje severne od tatríd.

Predložená práca má svoje ťažisko v petrografickom a litologicko-sedimentologickom výskume spodnotriasových sedimentov, hlavne psamitických v tatriku Malých Karpát, Vysokých Tatier, Malej Fatry, Nízkych Tatier, Malej Magury

a orientačnom výskume v oblasti veporika (ľubietovské pásmo) a hronika v okolí Čierneho Váhu. Lokalizácia profilov a odberov vzoriek už bola publikovaná v predošlých autorkiných prácach (O. FEJDIOVÁ 1971, 1977b, 1980). V roku 1980 autorka publikovala vymedzenie formálnej litostratigrafickej jednotky v spodnom triase pod názvom „lúžnianske súvrstvie“, do ktorého spadajú tzv. spodnotriasové kremence, seiské kremence, verfénske kremence a verfénske vrstvy a pod., teda zodpovedá spodnému triasu v klastickom vývoji v tatriku, fatriku a veporiku.

Minerálne zloženie

Psamitické sedimenty lúžnianskeho súvrstvia sú zložené prevažne z kremeňa, ďalej zo živcov, v niektorých prípadoch aj z karbonátov a zo základnej ílovito-kremito-sericitickej hmoty (frakcia pod 0,02 mm). Akcesoricky sa nachádzajú sludy, zirkón, rutil, turmalín, pyrit, leukoxén a apatit. Úlomky hornín nie sú veľmi početné, sú to hlavne staršie kremence, lydity, rohovce a závalky ílovcov. Tmelu je pomerne málo. Obsahy jednotlivých stavebných zložiek sú uvedené v tabuľke 1.

Pomerne monotónne zloženie spodnotriasových psamitov si vyžiadalo osobitný prístup k získavaniu poznatkov o povahe zdroja klastického materiálu. Taktiež sme hľadali možné kritériá na podrobnejšie rozdelenie spodnotriasového súvrstvia. Silná prevaha kremenných zŕn vyvolala potrebu bližšie sa venovať typom týchto zŕn.

V posledných rokoch sa viacerí autori pokúsili rozlíšiť typy kremenných zŕn a zistiť druhy hornín, z ktorých tieto typy pochádzajú (H. BLATT 1959, 1967, H. BLATT a J. M. CHRISTIE 1963, Z. KUKAL 1967, R. LEGGEWIE, H. FÜCHTBAUER a R. EL.-NAJAR 1977). Za základ pre charakterizovanie typov kremenných zŕn poslúžila ich vnútorná stavba, hlavne undulozita a prítomnosť alebo neprítomnosť viacerých kremenných kryštálov v klastickom kremennom zrne (polykryštalinita). Tiež porovnávanie výbrusového materiálu študovaných kremenných sedimentov s možnými zdrojovými horninami umožňuje vytvoriť si predstavu o pôvode kremenných zŕn a o zdrojových horninách (O. FEJDIOVÁ 1973).

V podstate možno kremenné zrná rozdeliť podľa spôsobu agregácie a množstva kryštálov na zrná monokryštalické a polykryštalické. Podľa pôvodu možno urobiť nasledovné delenie:

- pôvod z masívnych plutonických hornín,
- z rúl,
- z kryštalických bridlíc,
- z efuzívnych hornín,
- žilný kremeň.

Všetky uvedené typy môžu niesť na sebe znaky kataklázy (undulozita, tlakové vrásky).

Toto rozdelenie má tú nevýhodu, že je založené na vzhľade kremenného zrna vo výbruse, ktorý je do veľkej miery ovplyvnený samotným rezom cez zrná. Práve porovnávanie výbrusového materiálu pôvodných hornín so sedimentmi potvrdilo, že napriek tomuto obmedzeniu metóda rozlišovania typov kremenných zŕn v klastických sedimentoch má svoje opodstatnenie.

Za monokryštalický kremeň sa považuje zrno tvorené najmenej z 90 % jediným kryštálom. Znamená to, že ak drobné zrníčka kremeňa, živcov alebo slúd v monokryštalickom kremennom zrne neprevyšujú 10 % z jeho plochy vo výbruse, nepovažuje sa toto zrno za horninový úlomok (tab. XLVII, obr. 1). Monokryštalické kremenné zrná zo žúl majú dvojnásobnú veľkosť (0,5 mm) ako zrná z rúl a kryštalických bridlíc (tab. XLVII, obr. 2, 3, 4).

Polykryštalické kremenné zrno musí byť tvorené najmenej dvoma kryštálmi, pričom druhý kryštál musí zaberat viac ako 10 % plochy zrna vo výbruse. Polykryštalický kremeň zo žúl a rúl má dvojnásobnú veľkosť (1,00 mm, resp. 0,95 mm) oproti zrnám z kryštalických bridlíc (0,55 mm). Zrná z rúl a z kryštalických bridlíc vykazujú bimodálnu distribúciu kremenných kryštálov a ich prednostnú orientáciu. Zrná zo žúl sú tvorené malým počtom kryštálov (obyčajne menej ako 6), tiež zrná z kryštalických bridlíc, len sú o polovicu menšie ako zrná zo žúl. Polykryštalické zrná z rúl sú tvorené väčším počtom kryštálov a sú jemne polykryštalické (tab. XLVIII, obr. 1, 2, 3, 4).

Kremenné zrná z efuzívnych hornín a ich tufov sú monokryštalické, pomerne veľké, bipyramidálneho tvaru a s veľkými uzavreninami alebo zálivmi afanitickej hmoty a korodovanými okrajmi (tab. XLIX, obr. 1, 2, 3).

Žilný kremeň má typický tvar, tzv. hrebeňovitý, sú to polykryštalické zrná tvorené klinovitými kryštálmi. Môže obsahovať minerálne uzavreniny alebo má radiálne koncentrickú štruktúru (chalcedón). Možno pozorovať aj rozličné štádiá rekryštalizácie chalcedónu. Avšak práve žilný kremeň svojím vzhľadom je veľmi variabilný v závislosti od rezu zrnom vo výbruse (tab. XLIX, obr. 4, tab. L, obr. 1).

Na lepšie odlíšenie od kremenných zrn s rozličnými uzavreninami je vhodné spomenúť definíciu horninového úlomku. Niekedy nie je jasné, či sa kremenné zrno s úlomkom sludy, živca a pod. má považovať za horninový úlomok. H. BLATT (1967) uvádza, že za horninový úlomok sa zrno považuje vtedy, keď je tvorené viac než jedným minerálnym druhom, pričom jeden minerálny druh zaberá menej než 90 % plochy zrna vo výbruse.

Všetky typy kremenných zrn môžu niesť znaky kataklastickej deformácie, ako sú tlakové vrásky, deformácie jednotlivých kryštálov, počiatkové znaky rekryštalizácie (tab. L, obr. 2). Spolu s nimi sa spravidla objavuje aj undulozita kremenných zrn (tab. L, obr. 3, 4, tab. LI, obr. 1). H. BLATT a J. M. CHRISTIE (1963) vyjadrili názor, že neundulózne zrná pochádzajú pravdepodobne z kryštalických bridlíc a azda aj z rúl, z výlevných a pyroklastických hornín. Undulozita je veľmi zriedkavá v polykryštalických zrnách. Undulózne monokryštalické zrná pochádzajú pravdepodobne z plutonických hornín, hlavne z granitov. Uhol zhášania podľa H. BLATTA a J. M. CHRISTIE (1963) nemá genetický význam. Vysoký obsah undulózneho kremeňa v pieskovcoch s veľkým obsahom kremeňa pripisujú deformácii klastických zrn počas kompaktácie a litifikácie sedimentu. Na druhej strane ortokvarcity obsahujú extrémne veľké množstvo neundulózneho kremeňa, pričom nemôže existovať zdroj, ktorý by vyprodukoval také veľké množstvo. Možno to vysvetlíť tak, že monokryštalické undulózne zrná sú týmto „zdrojom“ neundulóznych zrn. Jednotlivé zóny zhášania predstavujú určité miesta diskontinuity a počas transportu sa pozdĺž týchto zón zrná rozpadnú na monokryštalické jedince. Takéto zrná do istej miery môžu produkovať

aj polykryštalické zrná, u ktorých je tiež väčšia pravdepodobnosť rozpadu počas transportu.

Undulozita polykryštalických kremenných zŕn nie je známa. Ak sa aj vyskytne, je to vždy v širokej súvislosti s celou horninou, v ktorej sú už prejavy metamorfózy. Undulozita orientovaných dorastaní na kremenných zrnách nie je častým zjavom, obvykle sú dorastania neundulózne aj na monokryštalických undulózných zrnách. Undulozitu dorastania možno vysvetliť účinkom sekundárnych procesov litifikácie a diagenézy sedimentu.

Ďalšími minerálmi spodnotriasových psamitov sú živce, spravidla draselné. Plagioklasy rozličnej bázicity boli nájdené len sporadicky. Často sa vyskytuje mikroklín (tab. LI, obr. 2), hlavne v hrubozrnejších sedimentoch. Draselné živce bývajú v mikroskope v polarizovanom svetle tmavošedej až svetlošedej farby, dosť často sericitizované do rôzneho stupňa (tab. LI, obr. 3, 4), pričom v jednom výbruse možno nájsť rozličné stupne premeny živcových zŕn. Vyskytujú sa prípady uzavretých kremenných zŕn v živcovom zrne (tab. LII, obr. 1). Zaujímavý jav, vo svetovej literatúre spomínaný len ojedinele a z karpatskej literatúry neznámy, je dorastanie na klastických živcových zrnách (tab. LII, obr. 2, 3, 4). Chemické zloženie dorastania nebolo zistené, z literatúry sú známe dorastania buď takého istého zloženia ako je zrno, alebo prevláda sekundárny albit nad sekundárnym draselným živcom (A. CAROZZI 1960). Tiež možno nájsť zrná s písmenkovým prerastením kremeňa a živca (tab. LIII, obr. 1).

V psamitických horninách s obsahom karbonátov sa bežne vyskytuje zatlačanie živcov karbonátmi. Proces sa začína silnou sericitizáciou, postupne sa objavujú karbonáty v puklinách a iných voľných priestoroch v zrne, až sa zatlačanie rozšíri natoľko, že celé živcové zrno je nahradené karbonátom, v ktorom sú malé reliktý pôvodného živca. Všetky spomínané štádiá premeny sa môžu vyskytovať spolu v jednom výbruse na rozličných zrnách.

Karbonáty sa objavujú v psamitických sedimentoch na niektorých lokalitách vo vrchnej časti súvrstvia. O aké minerály ide, zatiaľ sa nepodarilo určiť pomocou niekoľkých metód. Tak farbenie 1 N HCL alizarín-sulfonanom sodným neprinieslo žiadne výsledky, rozdiel od pôvodnej farby alebo nebol žiadny, alebo bol nepatrný. Z analýz DTA sa minerály nedali presne určiť pre vysoký obsah nekarbonátových minerálov, najmä kremeňa. V niektorých vzorkách sa objavujú píky pre kalcit. Manometrickými analýzami sa zistilo, že dolomitová zložka je buď v rovnakom pomere s kalcitovou zložkou, alebo prevažuje zhruba v pomere 2 : 1 (tab. 2). Vo výbrusoch sa karbonáty vyskytujú v dvoch formách – v kryštalickej, so zreteľnými štiepnymi trhlinami a kryštalografickým obmedzením a v kryptokryštalickej. Podľa A. V. CAROZZIHO (1960) oba tieto typy karbonátov sú sekundárne, ako výsledok diagenetického spevňovania. Veľmi časté je zatlačenie kremenných a živcových zŕn karbonátmi, až po ich úplnú likvidáciu (tab. LIII, obr. 2).

Základná hmota je chloritická, sericitická a chloriticko-sericitická s drobnými kremennými zrnkami. Tmel je pórový, spravidla kremenný, vo forme dorastaní na kremenných zrnách. Vo vyšších častiach súvrstvia, kde prevláda červená a fialová farba hornín, sa nachádza aj železitý tmel (tab. LIII, obr. 3).

Akcesoricky sa vyskytuje biotit, muskovit, zirkón, rutil, turmalín, leukoxén, apatit a pyrit (tab. LIII, obr. 4, tab. LIV, obr. 10).

Z horninových úlomkov sú bežné staršie kremence, rohovce, železité kremence a závalky ílovcov (tab. LIV, obr. 2).

Klasifikácia a petrografia psamitov lúžnianskeho súvrstvia

Kvantitatívne vyjadrenie minerálneho zloženia psamitov lúžnianskeho súvrstvia na základe planimetrických analýz sa nachádza v tabuľke 1. Planimetrické analýzy boli vyhotovené na bodovom integrátore Eltinor IV. Počítané boli podstatné zložky, teda jednotlivé typy kremenných zŕn, živce, základná hmota, tmel a karbonáty. Na klasifikáciu sme vybrali klasifikačný trojuholník podľa J. PETRÁNKY (1963).

Už podľa minerálneho zloženia a obsahu jednotlivých stavebných zložiek je zjavné, že psamity lúžnianskeho súvrstvia nie sú len kremence, ale sa tu nachádzajú aj kremenné pieskovce, arkózové pieskovce, drobové pieskovce, droby a arkózy.

Kremence predstavujú skupinu pieskovcov, charakterizovaných vysokým obsahom klastického kremeňa, pre ktorú existuje mnoho názvov od samotných kremenov počnúc: „čisté kremenné pieskovce“, „kremité pieskovce“, „kvarcické pieskovce“, „kvarcity“, „ortokvarcity“, „metakvarcity“. P. D. KRYNINE (1948, in F. J. PETTJOHN 1957), navrhol termín ortokvarcity pre kremence (kvarcity) sedimentárneho pôvodu a termín metakvarcity pre kremence metamorfného pôvodu. Tieto termíny sa vo svetovej literatúre vžili. V češtine použil Z. KUKAL (1957) názvoslovie, ktoré pôvodne zaviedol A. CAYEUX (1929, in Z. KUKAL 1957) a po malej úprave použil J. PETRÁNEK (1963). Je to rad-pieskovec s kremitým tmelom, kremencový pieskovec, pieskovcový kremenec, cementový kremenec a typický kremenec. Jednotlivé členy tohto radu nie sú presnejšie definované. F. J. PETTJOHN (1957) definuje kremence (ortokvarcity) ako skupinu pieskovcov s vysokým obsahom kremeňa v klastickej frakcii, ktoré sú pevne a úplne stmelené sekundárnym kremeňom. Klastická frakcia musí pozostávať aspoň na 90 % z klastického kremeňa alebo rohovca. Niektorí autori (J. F. HUBERT 1962, E. F. MC BRIDE 1963), J. R. L. ALLEN (1965) vyžadujú aspoň 95 % stabilných zložiek (kremeňa a rohovca) v týchto horninách. V upravenej klasifikácii F. J. PETTJOHNA (1957) môže klesnúť obsah stabilných zložiek pod 90 %, pričom podiel nestabilných zložiek (živce a úlomky nestabilných hornín) nesmie byť väčší ako 10 %.

Arkózy obsahujú 25 % a viac nestabilných zložiek, z ktorých aspoň polovicu tvoria živce. Arkózové pieskovce obsahujú veľké množstvo živcov a na rozdiel od drôb majú veľmi malé množstvo základnej hmoty.

Droby predstavujú pieskovce s vysokým obsahom detritickej základnej hmoty. Podľa toho, či prevažujú živce nad úlomkami hornín alebo naopak, delia sa droby na živcové, resp. litické.

Klasifikačný trojuholník bol upravený pre potreby klasifikácie spodnotriasových psamitov tak, že jeho vrcholy zastupujú: 1. kremeň, rohovce a kremenný tmel, 2. živce, úlomky nestabilných hornín a karbonáty, 3. základná hmota (O. FEJDIOVÁ 1973). Karbonáty a kremenný tmel sú pripojené k vrcholom 2 a 3 negeneticky.

Planimetrické analýzy
Malá Fatra

Malý Kriváň

Vz. č.	Kremeň v %						Živce %	Matrix %	Cement %	Karb. %
	mono-kryšt.	z rúl	z kryšt. bridlic	z efuz. hornín	z masív. pluton. h.	Σ				
2	56,7	7,6	1,3	0,5	10,4	76,5	4,4	19,1	—	—
3	61,6	2,2	1,2	0,2	0,4	65,6	7,8	26,6	—	—
4	52,1	16,5	0,5	0,4	16,2	85,7	4,5	8,7	0,6	—
5	68,5	7,7	1,1	—	8,0	85,3	6,1	2,5	6,1	—
6	63,3	13,0	0,7	—	10,5	87,5	4,5	3,1	2,9	—
66	55,7	8,8	1,7	2,1	16,5	84,8	6,7	3,9	5,2	—
67	54,5	7,7	2,5	0,5	14,7	79,9	11,0	1,5	7,6	—
68	59,8	8,8	3,0	0,3	12,8	84,7	11,3	2,0	3,0	—
69	55,5	7,0	2,7	0,5	9,1	74,8	15,2	6,4	3,6	—
70	59,0	7,3	2,6	1,6	9,7	80,2	10,6	4,0	4,9	—
71	54,1	7,0	2,7	2,6	10,9	77,3	13,1	5,6	4,0	—
72	56,0	9,8	2,7	2,2	8,6	81,3	12,4	5,6	2,7	—
73	43,9	7,0	5,2	3,4	22,5	82,0	11,1	4,2	2,7	—
74	57,8	10,5	3,8	1,6	10,2	83,9	9,3	4,5	2,3	—
75	55,0	4,9	4,4	0,6	12,2	77,1	16,7	1,8	4,4	—
76	54,2	9,2	9,4	0,9	4,8	78,5	16,5	7,9	1,5	—
78	49,3	5,7	3,5	2,7	5,4	66,6	17,1	12,5	3,8	—
82	52,5	3,7	2,9	4,2	1,0	64,3	11,7	22,5	1,5	—
83	56,3	8,1	2,6	0,7	5,0	72,7	19,0	2,4	5,9	—
84	53,8	7,1	2,5	1,9	7,7	73,0	17,5	4,0	5,5	—
85	54,8	7,8	2,7	2,6	5,3	73,2	21,2	1,3	4,4	—
86	47,8	4,6	2,7	1,2	4,0	60,3	18,8	18,2	3,5	—
88	45,8	13,8	1,1	1,5	14,0	76,2	15,4	5,4	3,2	—
89	46,5	16,4	0,1	0,4	15,0	78,4	18,0	0,5	3,1	—
90	51,8	13,1	1,0	1,0	13,4	80,3	14,8	0,5	4,4	—
91	46,2	12,2	0,4	0,4	14,2	73,4	22,1	0,1	4,4	—
92	53,0	6,9	1,8	0,4	6,9	69,0	17,0	10,8	3,8	—
93	48,0	2,9	3,7	0,3	0,9	55,8	4,6	39,0	0,6	—
94	53,6	12,1	0,8	0,3	8,2	75,0	17,3	1,8	5,4	—
95	54,6	5,4	0,9	0,7	2,1	63,7	8,6	25,7	2,9	—
96	48,3	12,5	0,8	0,4	5,8	67,8	14,9	16,3	1,1	—
97	48,9	14,6	0,7	1,3	10,8	76,3	11,1	11,8	0,8	—
99	50,3	15,6	0,8	0,7	10,1	77,5	13,9	7,1	1,5	—
103	48,7	10,5	0,3	0,5	14,1	74,1	20,8	4,5	0,6	—
108	53,3	1,8	0,2	—	2,6	57,9	9,6	1,8	2,3	28,4
114	42,1	1,9	—	—	—	44,0	5,5	5,7	0,2	44,6
115	44,5	1,3	—	—	—	45,8	9,7	4,2	0,2	40,1
119	28,9	0,6	—	—	—	29,5	2,2	1,8	0,1	66,4
120	54,7	5,6	11,7	—	0,6	72,6	12,6	2,5	0,1	12,2
121	43,5	1,3	—	—	—	44,8	4,8	3,0	1,4	46,0
125	62,2	5,8	0,1	0,4	5,0	73,5	24,3	1,6	0,6	—
127	44,9	2,8	0,2	—	—	47,9	6,1	2,2	1,7	42,1
128	45,2	4,1	2,1	—	—	51,4	5,6	8,4	—	34,6
129	39,7	0,8	0,1	—	—	40,6	5,2	20,5	1,3	32,4
130	42,9	1,2	0,3	—	—	44,4	5,0	3,2	0,3	47,1
131	60,9	1,7	—	—	—	62,6	8,3	28,5	0,2	0,4

Malý Kriváň

Vz. č.	Kremeň v %						Živce %	Matrix %	Cement %	Karb. %
	mono-kryšt.	z rúl	z kryšt. bridlic	z efuz. hornín	z masív. pluton. h.	Σ				
133	44,2	1,2	—	—	—	45,4	9,5	4,1	1,3	39,7
134	60,1	2,3	—	—	0,4	62,8	10,2	26,4	0,4	0,6
135	43,0	1,3	0,5	—	—	44,8	6,0	27,3	—	21,9
136	68,9	2,1	—	—	—	71,0	6,9	19,8	1,4	0,9
137	25,4	0,1	0,7	—	—	27,0	7,3	62,3	—	3,4
138	65,7	2,7	—	—	—	68,4	12,2	13,4	0,8	5,2

Smrekovec

1	63,1	11,0	0,3	0,3	6,2	80,9	8,4	4,5	6,2	—
2	63,6	8,9	0,8	0,2	9,1	82,6	10,2	5,4	1,8	—
4	62,6	12,1	0,6	0,3	5,2	80,8	9,1	4,5	5,6	—
5	52,7	13,7	0,3	1,2	7,2	75,1	10,3	6,5	8,1	—
6	60,6	16,5	0,4	—	5,4	82,9	2,2	14,6	0,3	—
7	61,7	7,9	1,8	0,5	14,6	86,5	5,0	7,1	1,4	—
8	66,4	11,2	0,9	0,3	3,1	81,9	0,9	13,5	3,5	—
12	60,2	7,9	0,4	0,1	10,6	79,2	7,2	10,7	2,9	—
13	57,3	14,6	0,9	0,5	8,3	81,6	9,8	6,5	2,1	—
14	58,3	12,2	0,7	1,2	11,2	83,6	6,8	7,0	2,6	—
16	40,7	2,6	1,4	0,3	0,5	45,5	11,2	43,3	—	—
19	34,2	11,5	0,6	0,4	20,1	66,8	10,5	22,7	—	—
20	48,5	10,2	2,6	0,8	13,3	75,4	9,2	9,2	6,8	—
21	47,3	8,3	1,5	0,7	23,1	80,9	3,0	16,0	0,1	—
22	46,7	7,8	1,0	1,2	22,7	79,4	8,5	10,2	2,5	—
23	36,9	13,8	1,8	1,2	18,4	72,1	10,3	15,4	2,2	—
24	45,2	14,3	1,0	0,5	20,1	81,1	9,2	4,8	4,9	—
56	58,6	7,8	1,3	0,6	2,4	70,7	12,4	12,5	4,4	—
57	46,8	13,2	0,7	0,6	20,0	81,3	9,9	6,2	2,7	—
58	43,4	9,2	0,7	0,1	18,0	71,4	13,0	4,2	11,4	—
60	54,7	9,4	0,9	0,3	3,2	68,5	15,3	14,8	1,4	—
62	61,7	16,5	0,8	—	7,1	86,1	10,5	0,5	2,9	—
63	67,4	5,0	1,1	0,4	8,6	82,5	9,9	3,9	3,7	—
64	62,2	6,2	1,5	0,3	5,0	75,2	16,5	3,4	4,9	—
65	61,8	9,2	1,0	0,2	6,2	78,4	14,1	3,2	4,3	—

Šútovská dolina

28	42,9	18,9	1,2	1,1	17,5	81,6	12,7	2,1	3,6	—
31	63,2	10,1	0,8	—	0,7	74,8	14,9	5,8	4,4	—
33	51,7	17,3	—	0,5	17,2	86,7	6,8	5,4	1,1	—
34	62,9	12,2	0,3	—	4,2	79,6	14,0	2,7	3,7	—
35	57,8	15,0	1,2	0,1	5,8	79,9	15,0	1,9	3,2	—
36	61,4	10,7	0,1	1,0	4,8	78,0	14,9	5,1	2,0	—
37	51,6	15,0	0,6	0,9	6,8	74,9	17,9	3,4	3,8	—
38	54,5	11,7	1,9	—	8,8	76,9	13,3	7,4	2,4	—

Nízke Tatry

pokračovanie tab. 1

Donovaly

Vz. č.	Kremeň v %						Živce %	Matrix %	Cement %	Karb. %
	mono-kryšt.	z rúl	z kryšt. bridlic	z efuz. hornín	z masív. pluton. h.	Σ				
1	63,5	11,5	0,6	1,1	8,0	84,7	4,0	6,5	4,8	—
2	66,7	8,8	0,4	0,2	1,5	77,6	9,7	7,8	4,4	—
3	63,9	16,7	0,1	0,4	7,0	88,1	2,3	9,3	0,3	—
4	68,0	13,8	0,6	0,1	10,8	93,3	2,4	2,6	1,6	—
5	57,8	15,3	1,0	0,1	12,2	86,4	4,3	4,2	4,1	—
6	45,9	7,3	2,0	10,0	—	65,2	6,5	27,7	0,6	—
7	46,7	13,3	0,1	0,4	21,7	82,2	6,4	10,3	1,6	—
8	40,2	8,3	0,6	0,2	12,3	61,6	3,0	35,4	0,1	—
9	34,6	0,2	1,1	—	—	35,9	2,8	61,3	—	—
10	71,2	2,6	1,3	—	0,7	75,8	6,9	8,6	8,7	—
12	67,2	3,6	1,8	—	0,4	73,0	8,2	10,9	7,9	—
13	65,7	0,7	0,9	—	0,1	67,4	4,6	20,1	8,0	—
14	60,1	4,6	2,8	—	0,5	68,0	13,7	11,2	0,8	6,3
15	49,9	2,4	2,4	—	—	54,7	5,9	12,9	—	28,3
16	53,2	4,1	1,1	—	0,7	59,1	13,4	13,6	1,1	12,8
18	52,2	1,4	1,2	—	—	54,8	7,6	14,8	2,0	20,8

Malé Karpaty

Devín

10	78,8	7,4	0,4	0,1	8,2	94,9	—	2,4	2,7	—
11	80,8	8,3	0,4	0,1	7,7	97,3	—	—	2,7	—
12	82,3	3,4	1,0	0,2	7,1	94,0	—	1,4	4,6	—
13	78,7	1,9	1,0	0,4	9,5	91,5	—	4,9	2,4	1,2

Medvedie skaly

1	77,5	4,5	1,0	0,1	6,2	89,3	—	2,4	8,3	—
2	77,4	7,6	1,6	0,3	8,7	95,6	—	2,9	1,5	—
3	69,1	6,4	2,7	0,3	18,1	96,6	—	1,9	1,5	—
4	86,7	4,5	1,2	0,7	5,3	98,4	—	1,1	0,5	—
5	80,0	2,6	0,4	0,2	6,7	89,9	—	9,2	0,9	—
6	79,6	7,1	2,2	0,2	9,7	98,8	—	0,9	0,3	—
7	84,3	3,5	0,7	0,1	6,7	95,4	—	3,0	0,6	—

Červený Kameň

3	70,9	9,2	3,4	0,1	5,4	89,0	2,3	7,8	0,9	—
4	73,9	1,1	—	—	4,1	79,1	0,9	19,8	0,2	—
5	84,5	2,0	—	—	6,1	92,6	4,1	2,2	1,1	—
6	60,7	10,5	2,6	—	11,8	85,6	2,4	11,8	0,2	—

Šišoretné

42	83,6	2,4	0,2	—	6,8	93,0	3,1	2,1	1,8	—
43	66,7	5,0	2,8	0,1	12,9	87,5	1,8	9,6	1,1	—
45	61,0	10,1	8,5	0,2	13,1	92,9	—	5,0	2,1	—
46	78,0	3,6	1,2	0,3	14,4	97,5	—	1,5	1,0	—
47	72,5	2,1	1,0	0,1	19,2	94,9	—	1,3	3,8	—

Mačie diery

Vz. č.	Kremeň v %						Živce %	Matrix %	Cement %	Karb. %
	mono-kryšt.	z rúl	z kryšt. bridlic	z efuz. hornín	z masív. pluton. h.	Σ				
3	83,4	2,7	2,0	0,2	5,7	94,0	2,6	1,7	1,7	–
4	80,4	4,3	3,0	0,3	3,4	91,4	3,4	4,3	0,9	–
5	70,8	3,2	1,3	0,1	10,1	85,5	1,0	1,9	11,5	–
6	69,6	4,5	3,3	0,1	11,4	88,9	7,2	2,8	1,1	–
7	61,0	2,9	0,4	–	16,1	80,4	12,4	5,7	1,6	–
8	72,7	5,4	0,9	0,1	6,9	86,0	7,9	4,7	1,4	–

Okulík

9	68,7	3,4	4,6	0,5	11,8	89,0	4,0	5,8	1,2	–
10	75,0	4,1	1,5	–	3,0	83,6	5,9	9,4	1,1	–
11	72,1	7,5	4,5	0,9	7,9	91,9	3,0	4,5	0,6	–
12	72,7	4,5	1,2	0,4	8,1	86,9	1,6	10,4	1,1	–
13	73,7	3,0	2,9	1,0	3,7	84,3	6,4	7,7	1,6	–
14	64,0	4,8	5,7	0,4	7,5	82,4	4,9	3,7	9,0	–

Roh

38	65,2	2,5	1,5	0,3	4,5	74,0	16,8	8,1	1,1	–
37	66,1	1,4	0,2	0,1	5,1	72,9	15,1	9,6	2,4	–
36	72,2	4,3	0,5	0,2	7,3	84,5	11,1	3,9	0,5	–
35	73,8	2,5	0,3	0,2	6,5	83,3	2,6	4,6	9,5	–
34	62,0	4,6	0,3	0,2	9,0	76,1	5,7	8,1	10,1	–
33	58,4	4,5	1,0	0,0	10,6	75,1	0,6	0,3	24,0	–
32	78,0	2,6	0,0	0,0	6,6	87,2	6,4	3,5	2,9	–

Končisté

41	81,6	4,2	1,1	0,2	10,0	97,1	–	1,3	1,6	–
42	71,2	3,2	1,9	0,3	5,9	82,5	4,6	12,4	0,5	–
43	76,0	4,7	2,8	0,4	10,0	93,9	3,4	1,6	1,1	–
44	78,6	1,0	0,2	0,1	7,9	87,8	4,9	2,6	4,7	–
45	78,6	2,1	2,8	0,2	7,7	91,4	1,8	4,4	2,2	–
46	75,0	2,8	0,4	0,1	10,5	88,8	5,8	2,0	3,4	–

Tomanovské sedlo

1	80,5	2,5	0,3	0,1	6,9	90,3	6,8	1,7	1,2	–
2	69,7	2,8	3,1	0,1	6,2	82,1	0,3	3,6	14,0	–
3	72,8	3,3	1,0	0,4	3,9	81,4	2,7	13,9	2,0	–
4	68,8	5,3	0,5	0,2	8,1	82,9	6,8	7,9	2,4	–

Liptovská Tomanová

5	76,8	2,2	1,9	0,2	5,2	85,6	9,0	3,4	2,0	–
6	76,1	5,2	1,3	0,1	8,0	90,7	1,3	6,1	1,9	–
7	58,5	4,7	1,0	0,3	20,3	84,8	2,4	12,1	0,7	–
8	79,6	2,2	1,6	0,2	4,6	88,2	3,2	3,2	5,4	–
9	68,9	2,4	1,4	0,0	16,5	89,2	4,5	3,4	2,9	–
14	74,9	4,4	1,6	0,1	9,4	90,4	1,1	5,5	2,0	–
13	80,1	5,7	3,6	0,1	6,9	96,4	3,1	0,5	1,0	–
12	60,3	11,4	2,7	0,4	12,0	86,8	2,8	2,6	7,8	–
11	73,4	2,5	1,9	0,2	11,9	89,9	2,9	2,6	4,6	–
10	78,1	1,9	2,4	0,1	7,7	90,2	2,2	5,9	1,7	–

Červený úplaz

Vz.č.	Kremeň v %						Živce %	Matrix %	Cement %	Karb. %
	mono-kryšt.	z rúl	z kryšt. bridlíc	z efuz. hornín	z masív. pluton. h.	Σ				
24	57,3	9,7	1,5	0,4	22,7	91,6	—	3,2	5,2	—
23	60,7	7,1	1,3	0,3	15,0	84,4	—	11,0	4,6	—
22	61,6	7,1	1,5	0,3	16,1	86,6	—	0,8	13,0	—
21	63,4	11,0	2,0	0,2	13,9	90,5	—	2,4	7,1	—

Tichá dolina

15	67,6	8,6	4,9	0,1	14,2	95,4	—	2,7	1,9	—
16	76,3	7,6	1,3	0,1	5,6	90,9	—	6,2	2,9	—
17	68,2	13,3	0,8	0,2	7,1	89,6	—	9,3	1,1	—
18	57,1	17,9	3,5	0,4	14,1	93,0	—	6,0	1,0	—
19	68,2	7,5	0,4	0,1	10,3	87,3	—	11,6	1,1	—
20	70,7	8,7	5,9	0,2	6,8	92,3	—	6,2	1,5	—

Dolné Semerovce ŠV-8

535	66,0	3,1	0,5	0,3	11,7	81,6	—	15,9	2,5	—
559	49,4	3,9	8,2	0,4	22,2	84,1	—	12,8	3,1	—
566	59,3	4,4	2,3	0,6	18,1	84,7	—	13,4	1,9	—
593	51,8	0,2	—	0,1	1,1	53,2	—	46,8	—	—
606	54,6	0,1	—	—	9,0	63,7	17,7	18,1	0,5	—
616	62,6	3,3	0,1	0,1	7,8	73,9	—	24,0	2,1	—
618	60,1	1,0	0,5	0,1	6,2	67,9	—	31,6	0,5	—
630	47,2	0,5	0,5	0,5	15,0	63,7	—	35,3	1,0	—

Lúčna dolina

Malá Magura

1	55,1	6,3	0,3	0,8	12,7	75,2	5,1	13,5	1,5	4,6
4	49,3	7,5	2,3	2,4	16,6	77,8	4,5	10,3	5,7	1,5
5	44,4	8,0	3,0	0,7	7,1	63,2	6,0	29,4	—	1,4
6	34,5	14,0	3,0	1,7	29,4	82,6	9,0	6,1	1,1	1,4
7	44,0	15,3	2,2	0,6	8,5	70,6	9,8	15,5	3,5	0,8
8	47,5	12,0	4,0	0,6	9,5	73,6	6,4	12,1	0,9	7,0
95	41,1	5,7	3,0	0,7	15,1	65,6	8,1	14,8	1,5	5,0

Lipt. Lúžna

Nízke Tatry

1	50,4	17,3	0,7	0,1	14,8	73,3	6,9	1,6	9,6	—
2	58,6	3,8	1,1	—	0,7	64,4	17,3	7,6	10,9	—
3	60,7	10,6	1,6	0,3	12,0	85,2	4,5	8,5	1,8	—
4	58,6	10,7	0,7	—	12,7	82,7	7,9	2,2	8,5	—
6	59,4	5,2	2,2	0,2	3,0	70,0	11,0	17,8	0,6	—
7	38,8	13,7	0,2	—	30,0	82,7	7,2	1,6	8,6	—
8	49,9	10,0	1,1	1,1	9,2	69,3	13,3	11,3	2,1	—
9	44,7	11,2	0,8	1,1	7,5	65,3	11,2	21,4	2,1	—
11	44,5	10,7	—	1,5	9,4	66,1	9,3	23,9	0,7	—
12	44,3	12,7	2,2	1,1	17,8	78,1	12,2	5,7	4,0	—

Vz. č.	Kremeň v %						Živce %	Matrix %	Cement %	Karb. %
	mono-kryšt.	z rúl	z kryšt. bridlic	z efuz. hornín	z masív. pluton. h.	Σ				
13	48,8	10,2	2,3	0,5	11,2	73,0	14,5	8,8	3,7	-
14	33,4	3,0	1,3	-	-	37,7	4,9	57,4	-	-
15	45,5	17,3	1,1	-	19,2	83,1	7,2	2,2	7,5	-
18	27,7	5,1	2,8	1,2	35,2	72,0	12,0	14,7	1,3	-
19	45,1	6,2	1,3	0,3	5,6	60,6	11,4	24,4	3,6	-
20	34,0	8,9	2,5	0,8	11,8	58,0	12,1	29,1	0,8	-
21	30,0	5,2	3,5	-	4,9	43,6	8,4	47,8	0,3	-
22	41,9	7,9	0,2	0,4	23,3	73,7	8,8	17,7	0,3	-
23	50,1	8,6	0,4	-	9,4	68,3	13,5	10,7	7,3	-
24	41,0	15,3	-	0,6	25,3	72,2	10,7	3,5	3,6	-
25	42,6	12,0	1,1	0,2	14,3	70,2	11,9	17,4	0,5	-
146	47,5	12,0	1,6	0,8	14,5	76,4	13,5	7,9	2,2	-
147	45,2	7,2	1,5	-	16,1	70,0	13,6	14,8	1,6	-
150	41,4	10,9	1,0	0,3	23,1	76,7	8,0	13,8	1,5	-
152	53,6	10,9	0,9	-	4,0	69,4	15,2	5,0	10,4	-
153	52,0	4,4	4,8	0,4	5,3	66,9	11,6	13,8	7,7	-
154	52,4	9,6	0,7	-	2,4	65,1	18,8	9,2	7,0	-
157	31,5	5,2	1,7	-	16,9	55,3	6,2	39,2	-	-
158	56,1	12,7	1,0	-	8,4	78,2	10,6	3,8	7,4	-
160	57,8	7,9	2,9	0,2	2,4	71,2	16,2	2,8	9,8	-
161	51,8	2,4	2,3	-	0,6	57,1	5,1	36,3	1,5	-
162	29,9	4,9	0,6	0,1	4,9	40,4	2,5	58,0	0,1	-
166	41,8	7,7	1,9	-	8,6	60,0	10,4	23,2	7,0	-
167	44,3	6,4	1,2	0,3	1,3	53,5	8,4	36,1	2,0	-
169	43,3	5,8	0,9	0,1	1,2	51,3	6,3	38,9	3,5	-
170	48,3	5,3	1,0	0,1	0,5	55,2	12,2	26,0	6,6	-
171	52,7	8,9	1,8	-	3,3	66,7	18,9	6,8	7,6	-
173	44,6	19,8	1,3	0,2	5,4	71,3	13,6	3,5	11,6	-
174	47,0	16,9	0,6	0,2	9,9	74,6	10,7	7,2	7,5	-
175	52,7	14,7	0,6	0,4	5,8	74,2	12,4	5,9	7,5	-
176	61,2	6,6	0,2	1,0	7,9	76,9	6,6	5,7	10,8	-
177	62,5	5,3	1,3	0,5	0,7	70,3	15,6	7,0	7,1	-
179	57,0	9,7	1,3	0,7	2,3	71,0	15,6	1,6	11,8	-
180	52,0	4,4	2,2	0,2	4,9	63,7	22,0	0,9	13,1	-
181	51,7	13,8	3,0	0,4	4,4	63,3	13,2	5,2	8,3	-
182	57,3	7,3	2,1	0,7	3,8	71,2	18,9	0,2	9,7	-
183	44,0	13,0	2,3	1,0	14,4	74,7	11,6	11,1	2,3	-
184	52,1	14,2	1,4	-	18,9	86,6	7,2	0,8	5,4	-
185	66,2	6,1	1,6	-	1,9	75,8	14,3	1,4	9,2	-
186	58,4	4,2	0,6	-	0,1	63,3	10,1	20,3	3,6	-
187	58,9	1,6	2,7	-	-	62,2	11,8	20,0	5,0	-
188	58,8	13,1	1,1	0,4	6,1	77,5	13,6	2,7	4,2	-
189	53,7	6,3	1,3	-	6,8	68,1	13,9	15,5	2,4	-
190	48,4	4,0	0,7	-	-	53,1	13,7	31,6	1,6	-
191	56,5	1,9	0,1	0,2	-	58,7	16,0	21,9	3,4	-
192	53,5	11,6	2,5	-	2,0	69,6	20,9	0,5	0,9	-
193	55,4	10,9	2,6	-	1,4	69,3	20,4	0,4	8,9	-

Vz. č.	Kremeň v %						Živce %	Matrix %	Cement %	Karb. %
	mono-kryšt.	z rúl	z kryšt. bridlic	z efuz. hornín	z masív. pluton. h.	Σ				
194	57,0	3,5	4,3	—	2,3	67,1	21,4	1,7	9,8	—
195	65,3	7,7	3,4	—	0,3	76,7	14,6	—	8,7	—
196	67,7	1,1	1,7	—	0,7	71,2	15,3	9,6	3,9	—
199	59,9	9,9	0,2	—	1,8	71,8	14,7	—	13,5	—
200	62,1	1,8	2,2	—	—	64,6	16,5	15,8	3,1	—
201	60,6	5,0	2,5	—	1,6	71,2	19,4	0,5	9,2	—
202	66,8	2,4	1,0	—	0,1	70,3	14,2	8,9	6,7	—
203	59,6	2,2	1,5	—	2,6	65,9	19,6	—	14,5	—
204	63,1	—	3,9	—	1,2	68,2	6,7	22,4	0,7	—
205	55,8	2,3	3,6	—	—	61,7	9,1	29,2	—	—
206	63,2	1,8	1,5	—	0,2	66,7	14,0	17,9	1,4	—
207	66,1	0,9	4,2	—	—	71,2	19,6	2,6	6,6	—
208	53,7	0,8	4,9	—	—	59,4	9,8	29,1	2,1	—
209	64,7	0,5	3,6	—	—	68,8	27,4	3,6	0,2	—
210	66,1	0,7	2,2	—	—	69,0	18,8	3,0	9,2	—
211	60,9	1,1	2,6	—	0,8	64,6	8,8	23,8	2,0	—
212	51,3	—	3,8	—	—	55,1	12,6	28,6	3,2	—
213	53,3	—	5,2	—	—	58,5	9,2	27,2	5,1	—
215	39,3	0,4	1,9	—	—	41,6	6,6	51,5	0,3	—
216	48,8	1,9	2,6	—	—	53,3	6,7	37,4	2,6	—
217	42,3	1,2	1,8	—	—	46,3	8,7	44,8	1,4	—
218	41,8	1,4	2,2	—	—	55,4	7,8	43,0	3,8	—
219	60,2	1,7	1,6	—	—	63,5	16,5	15,3	4,7	—
220	70,8	4,6	2,6	—	—	78,0	16,5	0,1	7,0	—
221	58,0	1,5	0,2	—	0,7	60,4	21,3	17,0	1,3	—
222	67,0	4,0	1,5	—	0,5	73,0	19,9	0,2	6,9	—
223	68,9	2,9	1,7	—	0,2	73,7	21,2	0,9	4,6	—
224	57,8	0,5	1,1	—	—	59,4	14,5	24,9	1,2	—
225	52,4	0,8	0,7	—	0,9	54,1	13,3	38,1	0,7	—

Tabuľka 2

Manometrická analýza

Vz. č.	Dolomit	Kalcit	CaO %	MgO	CO ₂	N. z.
112	5,47	5,38	4,67	1,18	4,98	89,15
127	3,94	1,90	2,25	0,85	2,71	94,16
115	4,64	4,36	3,85	1,01	4,14	91,00
121	7,22	2,96	3,85	1,52	4,75	89,82
119	3,28	3,07	2,71	0,71	2,92	93,65
114	13,59	4,78	6,81	2,94	8,62	81,63
129	8,78	5,62	5,76	1,90	6,68	85,60
133	—	—	—	—	—	—

Obsah kremenného tmelu je veľmi nízky a karbonáty sa vyskytujú len v niektorých analyzovaných vzorkách, takže toto formálne priradenie k vrcholom trojuholníka podstatnejšie neovplyvnilo klasifikáciu sedimentov. Pomocou tohto trojuholníka, ďalej pomocou štvorcového diagramu F. J. ПЕТТЮХНА (1957) a podľa definície jednotlivých pieskovcových hornín bola urobená klasifikácia psamitických hornín lúžnianskeho súvrstvia.

Závislosti medzi jednotlivými minerálnymi zložkami, resp. typmi kremenných zrn, boli zisťované jednak numericky, pomocou koeficientov korelácie, jednak graficky. Obsah živcov závisí od obsahu kremeňa nepriamo, so zvyšovaním obsahu kremeňa sa znižuje obsah živcov, hodnoty koeficientov korelácie sú negatívne (tab. 3). Výnimku predstavujú kladné korelačné koeficienty pre vzorky z Malého Kriváňa a Liptovskej Lúžnej, čo sa dá vysvetliť väčším počtom vzoriek, v ktorom sú zahrnuté aj arkózy, droby a drobové pieskovce. Pre tieto horniny je závislosť opačná, priama (obr. 1); so zvyšovaním obsahu kremeňa rastie obsah živcov. V oboch týchto profiloch, hlavne v arkózových pieskovcoch, sa nachádza menej základnej hmoty ako vyžaduje klasifikácia pre tieto horniny, avšak obsah živcov jej zodpovedá. Dôsledkom tejto disproporcie je priama závislosť medzi obsahom kremeňa a obsahom živcov. Pre vzorky zo spodnej časti profilov, to znamená pre kremence a kremenné pieskovce, je závislosť obsahu živcov od obsahu kremeňa jednoznačne nepriama.

Tabuľka 3

Korelácia monokrystalického kremeňa s ďalšími zložkami

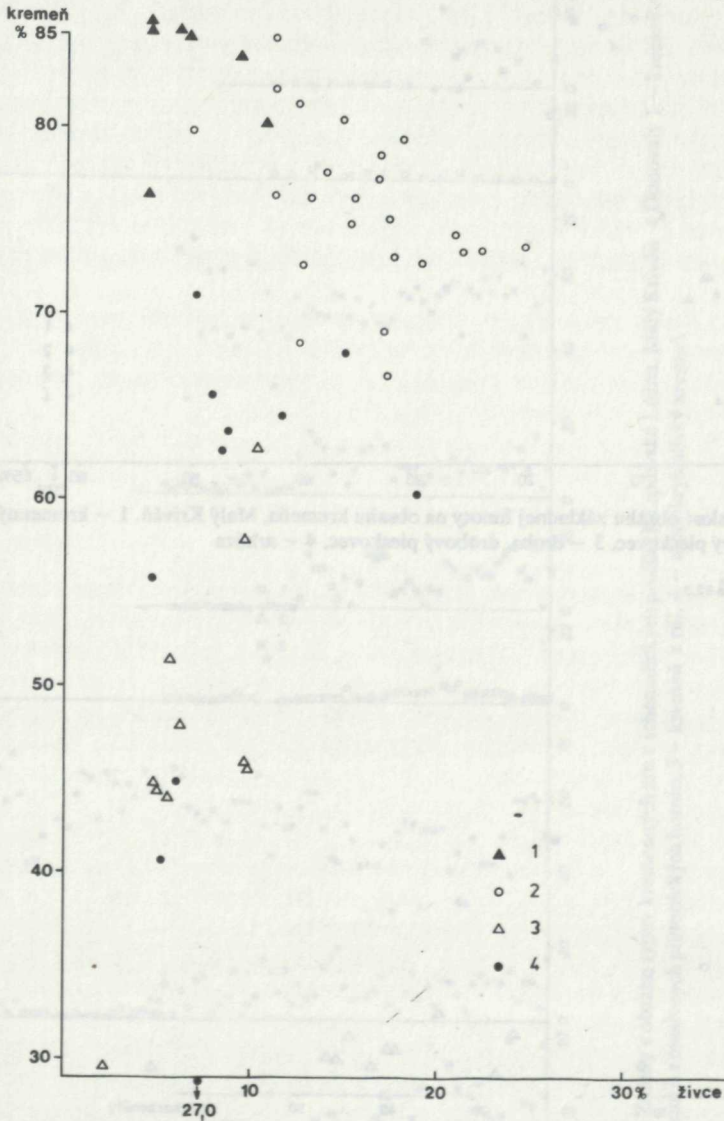
r_{ij}	z rúl	z kryšt. bridlíc	z efuz. hornín	z masív. pluton. h.	Živce	Matrix	n
Malé Karpaty	-0,56	-0,73	0,25	-0,55	-0,08	-0,47	20
Vysoké Tatry	-0,51	0,11	-0,14	-0,65	0,28	-0,09	49
ŠV-8 D. Semerovce	0,41	-0,36	-0,21	-0,24	-0,11	-0,35	8
Šútovská dolina	-0,87	-0,29	-0,59	-0,87	0,28	0,24	8
Smrekovec	-0,03	-0,22	-0,39	-0,62	-0,16	-0,52	25
Malý Kriváň	0,21	0,14	0,06	0,16	0,18	-0,20	52
Donovaly	0,19	-0,08	-0,25	-0,14	0,14	-0,77	16
Liptovská Lužná	-0,32	0,14	-0,30	-0,55	0,54	-0,56	86
Lúčna dolina	-0,48	-0,59	-0,10	-0,51	-0,75	0,15	7

Korelácia celkového obsahu kremeňa s ďalšími zložkami

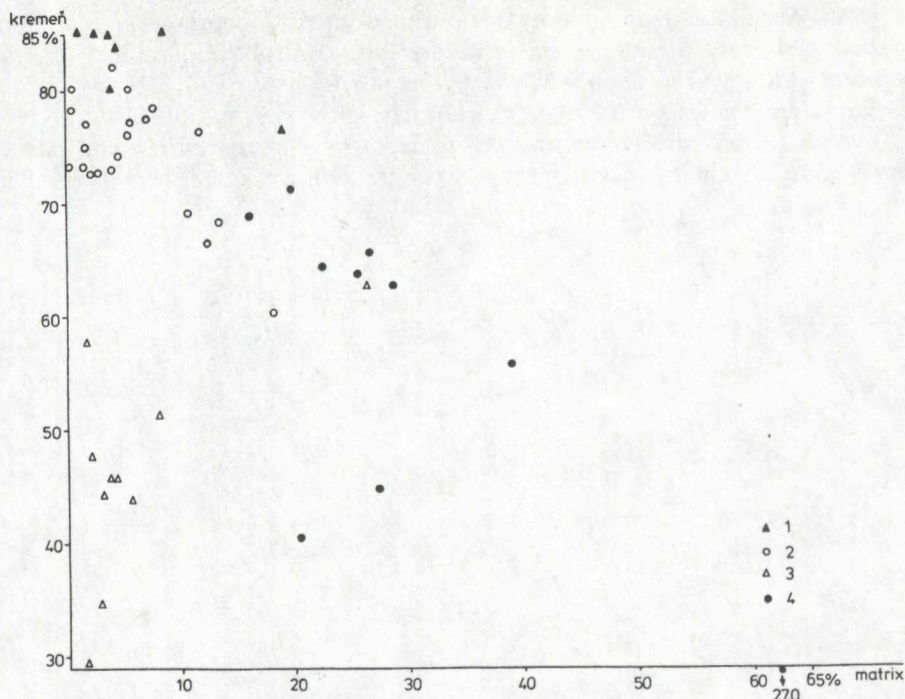
r_{ij}	Živce	Matrix	Cement	Karbonáty	n
Malé Karpaty	-0,39	-0,92	0,05	-	20
Vysoké Tatry	-0,07	-0,02	-0,12	-	49
ŠV-8 D. Semerovce	-0,28	-0,87	0,90	-	8
Šútovská dolina	-0,85	0,13	-0,58	-	8
Smrekovec	-0,43	-0,81	0,08	-	25
Malý Kriváň	0,41	-0,42	0,54	-0,78	52
Donovaly	-0,18	-0,78	0,31	-	16
Liptovská Lužná	0,22	-0,65	0,37	-	86
Lúčna dolina	-0,03	-0,86	0,34	-0,10	7

Závislosť obsahu základnej hmoty od obsahu kremeňa je nepriama pre kremenné pieskovce, arkózové pieskovce, čiastočne pre droby a drobové pieskovce (obr. 2). Koeficienty korelácie sú až na jeden výskyt negatívne.

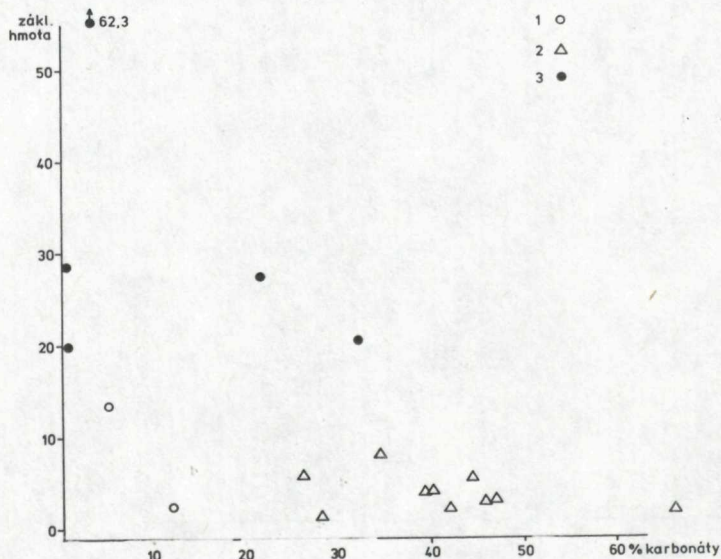
Karbonáty sa nachádzajú hlavne v arkózach, ich výskyt v drobách, drobových pieskovcoch a v arkózových pieskovcoch je nepatrný. Celkove možno konštatovať, že vyšší obsah karbonátov sa vyskytuje na úkor kremeňa a základnej hmoty (obr. 3).



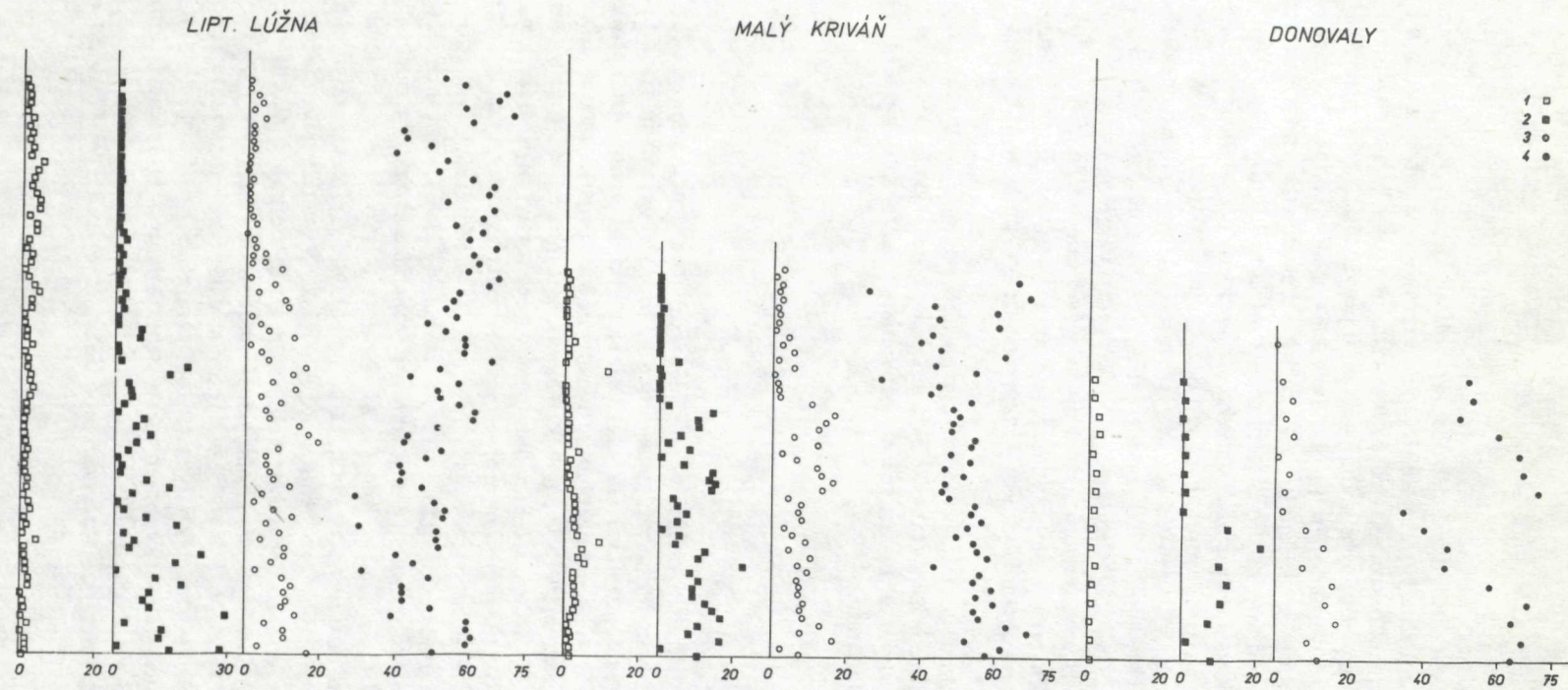
Obr. 1 Závislosť obsahu živcov na obsahu kremeňa, Malý Kriváň. 1 – kremenný pieskovec, 2 – arkózový pieskovec, 3 – droba, drobový pieskovec, 4 – arkóza



Obr. 2 Závislosť obsahu základnej hmoty na obsahu kremeňa, Malý Kriváň. 1 – kremenný pieskovec, 2 – arkózový pieskovec, 3 – droba, drobový pieskovec, 4 – arkóza



Obr. 3 Závislosť obsahu karbonátov na obsahu základnej hmoty, Malý Kriváň. 1 – arkózový pieskovec, 2 – droba a drobový pieskovec, 3 – arkóza



Obr. 4 Zmeny v obsahu typov kremenných zŕn v schematických profiloch Liptovská Lúžna, Malý Kriváň a Donovaly 1 – kremeň z kryštalickej bridlice, 2 – kremeň z masívnych plutonických hornín, 3 – kremeň z rúl, 4 – monokryštalickej kremeň

Pozoruhodná je závislosť obsahu jednotlivých typov kremenných zŕn v profiloch smerom od podložia k nadložíu. Horniny sú stále jemnozrnejšie a zároveň pribúda na obsahu monokryštalického kremeňa na úkor ostatných typov kremenných zŕn (obr. 4). Pokles obsahu až na nulové hodnoty badať u polykryštalického kremeňa z masívnych plutonických hornín, menej nápadný pokles obsahu badať u kremeňa z rúl. Na druhej strane obsah kremeňa z kryštalických bridlic vykazuje mierny vzrast smerom do nadložia. Hodnoty koeficientu korelácie obsahu monokryštalického kremeňa s kremeňom z kryštalických bridlic sú až na dva prípady negatívne (tab. 3).

Medzi veľkosťou zrna a typom kremenných zŕn tiež existuje závislosť. Polykryštalický kremeň z plutonických hornín a z rúl sa vyskytuje hlavne v hrubozrnejších horninách vďaka svojej typickej veľkosti zrna, zatiaľ čo typy s menšou veľkosťou zrna, t. j. kremeň z kryštalických bridlic a monokryštalický kremeň, prevládajú v jemnozrnejších horninách z vrchných častí profilov (viď obr. 4). Je to dôsledok procesu rozpadu väčších polykryštalických zŕn na jednotlivé kryštalové jedince, ktoré ich tvoria počas transportu. Undulózný kremeň sa tiež rozpadá na neundulózne jedince.

Závislosti typov kremenných zŕn od veľkosti zrna boli počítané aj numericky. Hodnoty koeficientov korelácie sú v tabuľke 3. Koeficienty korelácie nemajú vysoké hodnoty oproti empirickým a grafickým pozorovaniam. Je to pravdepodobne dôsledok malého počtu meraní.

Zrnitostné zloženie

Konečným výsledkom zrnitostných analýz sú štatistické štruktúrne parametre. Sú citlivým ukazovateľom prostredia vzniku sedimentu, pretože vyjadrujú rozdiely v transporte a sedimentácii klastických častíc. Na základe hodnôt týchto parametrov a ich vzájomných vzťahov sa dajú odlišiť jednotlivé hlavné typy prostredia sedimentácie: morské, plážové, riečne, deltové, eolické. Napriek tomu, že existujú určité prekážky pri aplikácii výsledkov štúdií sedimentov v recentných prostrediach na fosílny piesky a pieskovce hlavne pri interpretácii výbrusových zrnitostných analýz, predsa len boli dosiahnuté určité výsledky (G. M. FRIEDMAN 1967, 1979, J. A. MOSS 1962, 1963, B. SAHU 1964a, b, c; 1965a, b; 1966a, b, c; 1967, 1968 a mnohí iní).

Pre nespevnené klastické sedimenty sa štruktúrne štatistické parametre počítajú pomocou momentov (R. L. FOLK 1966, G. M. FRIEDMAN 1967). Pre spevnené sedimenty je jediná možnosť, výpočet parametrov na základe grafického odčítania hodnôt potrebných percentilov zo zrnitostných kriviek. Výsledky sú zaťažené dvojakou chybou, a to jednak subjektívnou chybou pozorovateľa, jednak chybou, ktorá vznikla meraním náhodných, maximálnych priemerov zŕn vo výbruse. B. SAHU (1964a, b, c; 1965a, b; 1966a, b, c; 1967, 1968) publikoval spôsoby matematického prepočtu výbrusových zrnitostných analýz na sitové a opačne, s príslušnou korekciou, i možnosť korelovať hodnoty momentov so štruktúrnymi parametrami. Jeho prepočty sa však dosiaľ v praxi neujali.

Na výpočet parametrov boli použité vzorce podľa R. L. FOLKA a W. C. WARDA

(1957). V roku 1967 G. M. FRIEDMANN použil dva ďalšie parametre, tzv. „simple skewness measure“ α_s a „simple sorting measure“ So_s :

$$So_s = 1/2 (\phi_{95} - \phi_5)$$

$$\alpha_s = (\phi_{95} + \phi_5) - 2 \phi_{50}$$

Výhodou týchto parametrov, okrem toho, že sa dajú veľmi jednoducho vypočítať, je, že zdôrazňujú dôležitosť okrajových častí zrnitostnej distribúcie (hrubozrnej a jemnozrnej časti) pri zisťovaní prostredia sedimentácie. G. FRIEDMAN (1979) zdôraznil i tú skutočnosť, že do výpočtov týchto parametrov nevstupujú hodnoty 16. a 84. percentilu, ktoré sa používajú na výpočty pri predpoklade, že distribúcia je lognormálna. Odchýlka od lognormálnosti je parameter citlivý na prostredie sedimentácie, preto je správnejšie používať na hodnotenie sedimentu tie štruktúrne štatistické parametre, v ktorých sa na výpočet nepoužívajú hodnoty 16. a 18. percentilu.

Zrnitostné analýzy boli urobené zo vzoriek z Vysokých Tatier, Malých Karpát, vrtu ŠV-Dolné Semerovce a z profilu Smrekovec v Malej Fatre. Zo zrnitostných analýz zhotovených z výbrusov (500 zrn každého výbrusu) boli zostrojené zrnitostné krivky, z ktorých sa potom odčítali hodnoty percentilov (tab. 4).

Stredný rozmer zrna M_z vyjadruje priemernú veľkosť zrna. Vzorky z Vysokých Tatier sú stredno až jemnozrnné, hodnoty M_z sú $0,96 \phi - 2,8 \phi$, priemer $1,64 \phi$. Vzorky z Malých Karpát sú jemno až hrubozrnné, hodnoty M_z sú $0,66 \phi - 1,98 \phi$ (priemer $1,3 \phi$). Klastiká z lokality Smrekovec sú stredno až jemnozrnné, hodnoty M_z sú $1,1 \phi - 2,6 \phi$ (priemer $1,6 \phi$), z vrtu ŠV-8 hodnoty M_z sú $1,36 \phi - 3,4 \phi$ (priemer $2,4 \phi$).

Koeficient vytriedenia $\sigma \phi$ vyjadruje stupeň vytriedenia sedimentu podľa stupnic R. L. FOLKA a W. C. WARDA (1957) a G. M. FRIEDMANA (1962). Všetky študované vzorky sú mierne dobre až slabo vytriedené, v priemere však slabo vytriedené. Hodnoty $\sigma \phi$ sú nasledovné: Vysoké Tatry $0,84 \phi - 1,55 \phi$ (priemer $1,22 \phi$). Malé Karpaty $0,83 \phi - 1,62 \phi$ (priemer $1,13 \phi$), Smrekovec $0,63 \phi - 1,51 \phi$ (priemer $1,16 \phi$), ŠV-8 je $0,98 \phi - 1,62 \phi$ (priemer $1,36 \phi$).

Strmosť Sk_1 je mierou symetrie distribučnej krivky a vyjadruje distribúciu zrn hlavne v jej zakončeníach. Preto je tento parameter mimoriadne citlivý na prostredie sedimentácie. Podľa obsahu jemnozrnej alebo hrubozrnej frakcie sú hodnoty Sk_1 pozitívne alebo negatívne. Sedimenty z Vysokých Tatier majú hodnoty $+0,11 \phi - +0,68 \phi$ (priemer $+0,31 \phi$), z Malých Karpát $-0,4 \phi - +0,42 \phi$ (priemer $+0,21 \phi$), zo Smrekovca $+0,15 \phi - +0,73 \phi$ (priemer $+0,45 \phi$), z ŠV-8 $-0,22 \phi - +0,46 \phi$ (priemer $+0,17 \phi$). Kladné hodnoty Sk_1 poukazujú na prítomnosť jemnozrnej frakcie, záporné hodnoty Sk_1 sa objavujú vtedy, keď je prítomná hrubozrnná frakcia. Hodnoty sú vždy v limite $-1 - +1$.

Špicatosť K_G vyjadruje pomer zrnitostnej distribúcie v centrálnej časti krivky a jej koncových častí. Vzorky z Vysokých Tatier majú hodnoty $0,78 \phi - 2,24 \phi$ (priemer $1,36 \phi$), z Malých Karpát $0,84 \phi - 1,82 \phi$ (priemer $1,36 \phi$), zo Smrekovca $0,14 \phi - 1,90 \phi$ (priemer $1,07 \phi$), z ŠV-8 Dolné Semerovce $0,82 \phi - 1,36 \phi$ (priemer $1,01 \phi$). Takéto hodnoty poukazujú na leptokurtickú distribúciu, čo znamená, že distribúcia obsahuje súčasne hrubozrnnú aj jemnozrnnú frakciu.

Zrnitostné analýzy
Vysoké Tatry

Tabuľka 4

Mačie diery

Vz. č.	Md	M _z	$\sigma\varphi$	Sk ₁	K _G	So _s	α_s	α_M
3	1,2	1,33	1,09	0,36	1,73	1,9	1,8	0,7
4	1,4	1,40	0,86	0,16	1,79	1,75	1,1	0,4
5	1,2	1,30	1,11	0,21	1,20	1,95	1,1	0,5
6	1,5	1,80	1,15	0,35	1,19	1,90	1,2	0,7
7	1,4	1,43	0,84	0,21	1,40	1,55	1,1	0,4
8	1,4	1,43	0,88	0,21	1,35	1,65	1,3	0,6

Okulík

10	1,4	1,40	1,00	0,43	2,04	2,00	0,6	0,1
11	1,5	1,63	0,09	0,24	1,44	1,85	1,1	0,6
12	1,4	1,56	1,33	0,37	1,23	1,75	1,9	1,2
13	1,4	1,63	1,02	0,41	1,86	1,80	1,6	1,4
14	1,5	1,66	1,03	0,25	1,52	1,85	0,9	0,4

Roh

38	1,2	1,30	0,96	0,36	1,34	1,80	1,6	0,5
37	1,5	1,86	1,10	0,67	1,34	1,80	1,8	1,3
36	1,2	1,30	0,90	0,34	1,80	1,75	1,7	0,6
35	1,4	1,45	1,60	0,24	1,73	1,65	1,3	0,6
34	1,5	1,76	1,40	0,25	1,65	2,20	1,0	0,5
33	1,4	1,53	1,10	0,28	1,41	1,90	1,4	0,7
32	1,2	1,36	1,41	0,18	1,35	2,30	0,8	-0,3

Končisté

40	2,4	2,80	1,33	0,14	0,78	2,10	0,6	0,8
41	1,0	1,13	1,26	0,24	0,87	2,10	1,2	-0,3
42	1,4	1,76	1,25	0,55	1,14	1,95	1,7	1,0
43	1,1	1,00	1,25	-0,35	1,90	2,75	-0,3	-1,6
44	1,0	1,10	0,28	0,58	1,37	1,85	1,9	1,3
45	1,2	1,26	1,23	0,12	1,4	2,25	0,7	-0,4

Tomanovské sedlo

1	1,1	1,22	1,04	0,40	1,58	1,90	2,0	0,7
2	1,3	1,33	1,17	0,11	1,29	2,20	1,8	0,1
3	1,5	1,83	1,21	0,19	1,04	2,25	1,7	1,2
4	1,3	1,53	1,27	0,14	1,21	2,25	1,9	0,2

Lipt. Tomanová I

5	1,4	1,60	1,28	0,30	1,13	2,10	1,4	0,5
6	1,6	1,80	1,55	0,15	1,21	2,25	1,8	0,4
7	1,6	1,76	1,50	0,18	1,26	2,40	1,6	0,7
8	1,4	1,76	1,41	0,41	0,95	2,25	1,7	1,4
9	1,4	1,73	1,44	0,34	1,06	2,30	1,8	0,9

Vz. č.	Md	M _z	$\alpha\bar{\varphi}$	Sk ₁	K _g	So _s	α_s	α_M
14	1,6	1,96	1,48	0,33	1,22	2,55	1,5	1,2
13	1,6	2,03	1,55	0,47	0,98	2,25	2,3	2,0
12	1,0	1,20	1,18	0,68	1,14	2,0	1,8	0,3
11	1,4	1,76	1,21	0,51	1,44	1,95	1,7	0,4
10	1,5	1,86	1,27	0,37	1,76	2,15	1,1	0,6

Červený úplaz

24	1,6	1,83	1,43	0,29	0,83	2,20	1,6	1,3
23	1,8	2,20	1,25	0,43	0,83	2,00	2,0	2,1
22	0,9	0,96	0,99	0,20	1,34	1,95	1,1	-0,6
21	1,5	1,76	1,40	0,33	3,58	2,15	1,7	1,2

Tichá dolina

15	1,5	1,90	1,34	0,45	1,17	2,15	1,9	1,4
16	1,9	2,36	1,45	0,45	0,98	2,05	1,7	2,0
17	1,8	2,06	1,01	0,37	1,38	1,70	1,2	1,3
18	1,8	2,13	1,48	0,33	0,94	2,40	1,6	1,7
19	1,8	2,06	1,19	0,30	1,22	1,95	1,1	1,2
20	1,7	2,10	1,30	0,47	0,97	2,15	2,0	2,0

Devín

Malé Karpaty

10	0,8	0,96	1,14	0,32	1,50	2,20	1,4	1,0
11	1,0	1,03	0,83	0,17	1,23	1,50	0,8	0,8
12	1,1	1,13	0,83	0,17	1,23	1,50	0,8	-0,5
13	1,5	1,70	1,01	0,33	1,28	1,70	1,2	0,7

Medvedie skaly

1	0,9	0,96	0,87	0,18	1,05	1,55	1,7	0,0
2	0,6	0,66	1,13	0,14	1,43	2,10	0,8	-0,6
3	0,8	0,90	1,11	0,22	1,32	2,10	1,2	-0,7
4	1,3	1,33	0,98	0,16	1,37	1,85	1,3	0,4
5	1,4	1,36	1,22	-0,04	1,82	2,45	-0,1	-0,8
6	1,1	1,1	0,95	0,27	1,13	1,65	1,7	0,4
7	1,2	1,2	0,86	0,17	1,74	1,70	1,2	0,1

Červený Kameň

3	1,2	1,43	1,34	0,26	1,29	2,35	1,1	0,0
4	1,7	1,96	1,20	0,27	1,33	1,85	0,9	0,8
5	1,4	1,36	1,03	0,07	1,50	2,00	0,8	0,1
6	1,6	1,80	1,42	0,17	1,23	2,40	0,6	0,3

Šišoretné

42	1,6	1,96	1,60	0,42	1,27	2,30	2,0	1,7
43	1,9	1,26	1,62	0,32	0,84	2,45	1,5	1,8
45	1,2	1,53	1,43	0,29	1,16	2,25	1,1	0,9
46	1,10	1,13	1,05	0,20	1,60	2,10	1,4	0,1
47	1,1	1,16	0,98	0,22	1,56	1,90	1,4	0,1

Smrekovec

Malá Fatra

15	1,75	1,30	0,85	0,16	1,90	1,65	1,10
21	2,30	1,40	1,01	0,40	1,80	1,85	0,30
56	1,75	2,20	1,48	0,26	0,57	2,45	2,50
57	1,10	1,70	1,50	0,50	1,20	1,3	1,70
58	1,75	1,10	1,02	0,15	0,20	2,25	1,70
60	1,75	2,60	1,12	0,73	1,68	1,55	1,10
61	1,75	1,40	0,63	0,19	0,18	2,05	1,90
62	1,75	1,80	1,43	0,72	1,30	2,2	2,00
63	1,75	1,50	1,51	0,69	1,50	1,75	1,30
64	1,75	1,80	1,34	0,50	0,14	2,2	2,20
65	1,75	1,40	0,91	0,66	1,30	1,9	1,20

ŠV – 8 Dolné Semerovce

535 m	3,5	3,3	1,6	-0,22	0,84	2,45	-1,3
559 m	1,4	1,73	1,6	0,26	1,36	2,65	1,1
566 m	2,6	2,66	1,62	0,13	0,87	2,55	0,1
593 m	2,8	2,93	1,1	0,25	0,83	1,75	1,1
606 m	2,9	2,86	1,39	0,02	0,86	2,2	0,0
616 m	1,5	1,73	1,09	0,46	1,25	1,7	1,0
618 m	2,5	2,6	1,47	0,15	0,82	2,3	0,6
630 m	1,2	1,36	0,98	0,34	1,26	2,15	1,3

Jednoduchá miera vytriedenia So_5 zdôrazňuje koncové časti zrnitostných kriviek. Vzorky z Vysokých Tatier majú hodnoty 1,55 ϕ – 2,55 ϕ (priemer 2,05 ϕ), z Malých Karpát 1,5 ϕ – 2,45 ϕ (priemer 1,99 ϕ), zo ŠV-8 1,7 ϕ – 2,65 ϕ (priemer 2,22 ϕ), zo Smrekovca 1,3 ϕ – 2,45 ϕ (priemer 1,92 ϕ).

Jednoduchá miera strmosti α_s je tak isto citlivá na obsah jemnozrnnej a hrubozrnnej frakcie. Vzorky z Vysokých Tatier majú hodnoty +0,3 ϕ – +2,3 ϕ (priemer +1,42 ϕ), z Malých Karpát - 0,1 ϕ – +2,0 ϕ (priemer +1,14 ϕ), zo Smrekovca +0,3 ϕ – +2,5 ϕ (priemer +1,55 ϕ), zo ŠV-8 - 1,3 ϕ – +1,3 ϕ (priemer +0,49 ϕ). Záporné hodnoty parametra α_s majú plážové piesky, niekedy však aj riečne piesky majú záporné hodnoty.

Závislosti medzi jednotlivými parametrami boli zisťované jednak graficky, jednak numericky. Hodnoty koeficientov korelácie sú v tabuľkách 5, 6. Podľa A. C. DAHLBERGA a J. C. GRIFFITHSA (1967) tie hodnoty koeficientov korelácie, ktoré sú väčšie ako $|0,1|$, poukazujú na štatisticky významný lineárny vzťah medzi danými dvojicami štruktúrnych štatistických parametrov. Preto sú v tabuľkách uvedené len tieto hodnoty. Grafické znázornenie závislostí dvojíc parametrov bolo zhotovené zo vzoriek z Vysokých Tatier a Malých Karpát. Regresné priamky x_i a y_i zvierajú uhol, ktorý predstavuje tesnosť korelačnej závislosti. Ich úklon odráža kladné, resp. záporné hodnoty koeficientu korelácie, teda priamu alebo nepriamu závislosť. S klesajúcou hodnotou stredného rozmeru zrna (hodnoty ϕ sa zvyšujú) sa zhoršuje vytriedenie. Závislosť M_z s Sk_1 je priama, so zmenšovaním stredného rozmeru zrna (pribúdaním jemnozrnnej frakcie) stúpajú kladné hodnoty Sk_1 . Čím je väčší stredný rozmer zrna, tým sú väčšie hodnoty špicatosti distribučnej krivky. Korelačné závislosti medzi M_z a parametrami So_5 a α_s a medzi α_s navzájom sú málo významné.

Korelačné koeficienty zrnitostných parametrov

Tabuľka 5

Vysoké Tatry

	M	$\sigma\phi$	Sk ₁	K _G	So _s	α_s	α_M
M	1	0,44	0,23	-0,30	0,13	0,20	0,69
$\sigma\phi$		1	-	-0,21	0,68	0,21	0,27
Sk ₁			1	-0,12	-0,36	0,63	0,63
K _G				1	-0,15	-0,19	-0,24
So _s					1	-	-0,13
α_s						1	0,69
α_M							1

Malé Karpaty

	M	$\sigma\phi$	Sk ₁	K _G	So _s	α_s	α_M
M	1	0,52	0,33	-	0,27	-	0,47
$\sigma\phi$		1	0,42	-0,30	0,86	-	0,57
Sk ₁			1	-0,52	-	0,75	0,74
K _G				1	-	-0,42	-0,42
So _s					1	-0,17	0,15
α_s						1	0,54
α_M							1

Smrekovec

Tabuľka 6

	M	$\sigma\phi$	Sk ₁	K _G	So _s	α_s
M	1	0,42	0,40	0,11	0,24	0,39
$\sigma\phi$		1	0,52	-	-	0,59
Sk ₁			1	0,42	0,16	0,53
K _G				1	0,11	-
So _s					1	0,58
α_s						1

ŠV - 8 D. Semerovce

	M	$\sigma\phi$	Sk ₁	K _G	So _s	α_s
M	1	0,47	-0,81	-0,92	0,10	-0,75
$\sigma\phi$		1	-0,66	-0,30	0,84	-0,62
Sk ₁			1	0,66	-0,52	0,93
K _G				1	-	0,59
So _s					1	-0,41
α_s						1

Závislosti medzi minerálnym zložením a stredným rozmerom zrna, resp. vytriedením boli vypočítané pre vzorky z Malých Karpát, Vysokých Tatier, vrtu ŠV-8 a zo Smrekovca (tab. 7). Čím je menší rozmer zrna (väčšie hodnoty ϕ), tým je menší obsah kremeňa, väčší obsah živcov a väčší obsah základnej hmoty. Koeficient vytriedenia závisí od obsahu kremeňa, ale na vytriedenie pravdepodobne nemá vplyv obsah živcov a základnej hmoty (viď tab. 7). Čím je vyšší obsah kremeňa, tým sú nižšie hodnoty koeficientu vytriedenia a stupeň vytriedenia vyšší. Numericky vypočítané závislosti typov kremenných zrn od veľkosti zrna, resp. vytriedenia sú

Tabuľka 7

Korelácia stredného rozmeru zrna M_z s jednotlivými minerálmi

r_{ij}	kremeň	živce	matrix	n
Malé Karpaty	-0,62	0,51	0,61	20
Vysoké Tatry	-0,90	-0,03	0,44	47
ŠV-8 D. Semerovce	-0,06	-	-0,06	8
Smrekovec	-0,48	-0,16	0,44	10

Korelácia koeficientu vytriedenia $\sigma\phi$ s jednotlivými minerálmi

r_{ij}	kremeň	živce	matrix	n
Malé Karpaty	-0,47	-0,13	-0,09	20
Vysoké Tatry	-0,91	-0,13	0,06	47
ŠV-8 D. Semerovce	0,73	-	-0,76	8
Smrekovec	0,08	0,18	-0,19	10

Tabuľka 8

Korelácia typov kremenných zrn s veľkosťou zrna

r_{ij}	mono-kryšt.	z rúl	z kryšt. bridlic	z efuz. h.	z masív pluton. h.	n
Malé Karpaty	-0,18	-0,23	0,05	-0,26	-0,25	20
Vysoké Tatry	-0,22	0,11	0,20	0,01	0,22	47
ŠV-8 D. Semerovce	0,52	-0,11	-0,36	-0,32	-0,43	8
Smrekovec	0,35	0,22	-0,17	-0,14	-0,62	10

Korelácia typov kremenných zrn s koeficientom vytriedenia

r_{ij}	mono-kryšt.	z rúl	z kryšt. bridlic	z efuz. h.	z masív pluton. h.	n
Malé Karpaty	-0,57	0,24	0,42	-0,29	0,12	20
Vysoké Tatry	-0,08	0,24	0,10	-0,04	0,22	47
ŠV-8 D. Semerovce	0,39	0,57	0,50	0,25	0,48	8
Smrekovec	0,28	-0,03	0,16	-0,26	-0,21	10

rozličné (viď tab. 8), hoci empirické poznatky určitú závislosť predsa len potvrdzujú (viď kapitolu o minerálnom zložení, str. 113).

Chemické zloženie

Chemizmu spodnotriasových klastík sa v Karpatoch venovala všeobecne malá pozornosť. K. BORZA (1958) uvádza jednu analýzu od Cz. KUŽNIARA (1913) z Vysokých Tatier. Chemickú analýzu jednej vzorky južne od Liptovskej Lúžnej uvádza J. KOUTEK (1930), vzorka je zo spodného člena. Chemizmus bazálnych spodnotriasových „kremencov“ z okolia Sklených Teplíc a z okolia Podbrezovej študoval J. JARKOVSKÝ (1954) kvôli ich využitiu na výrobu dinasu.

Chemické analýzy zo študovaného územia boli zhotovené z 9 vzoriek z Vysokých Tatier, zo 7 z Malých Karpát, z 19 z Malej Fatry (Smrekovec – 5, Šútovská dolina – 2, Malý Kriváň – 12) a z 8 z Donoval. Kvantitatívne spektrochemické analýzy zhotovili Ing. E. WALZEL a H. TVRDOŇOVÁ, spektrochemické analýzy Dr. J. MEDVEĎ.

Chemické analýzy

Tabuľka 9

Malé Karpaty

Vz.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	str. žih.	P ₂ O ₅	Σ
11	96,95	0,03	0,78	0,25	1,71	st.	0,28	0,00	0,24	0,04	0,09	0,00	0,04	100,41
13	93,95	0,11	1,87	0,00	2,56	st.	0,22	0,24	0,74	0,22	0,12	0,12	0,02	100,18
2	95,97	0,07	0,80	0,18	2,77	st.	0,03	0,02	0,30	0,05	0,13	0,00	0,04	100,36
3	90,86	0,32	3,19	0,86	1,59	st.	0,20	0,26	2,04	0,16	0,12	0,17	0,03	99,80
6	87,14	0,19	5,37	0,73	2,29	st.	0,33	0,26	3,20	0,32	0,17	0,52	0,05	100,64
43	89,84	0,16	3,83	0,08	2,41	st.	0,06	0,22	2,25	0,25	0,19	0,22	0,01	99,52
47	95,14	0,08	1,30	0,21	1,91	st.	0,03	0,18	0,50	0,12	0,14	0,10	0,01	99,72

Vysoké Tatry

5	94,75	0,04	1,99	0,23	1,56	st.	0,11	0,06	1,04	0,12	0,11	0,12	0,03	100,16
10	92,86	0,12	2,78	0,48	1,57	st.	0,33	0,06	1,34	0,16	0,14	0,28	0,03	100,15
33	93,91	0,08	1,76	0,21	2,06	st.	0,00	0,00	1,12	0,24	0,15	0,30	0,02	99,85
34	86,22	0,27	5,80	0,18	2,19	st.	0,08	0,18	4,10	0,33	0,19	0,42	0,03	99,99
46	91,60	0,36	2,78	0,34	1,26	st.	0,28	0,20	1,85	0,25	0,15	0,75	0,01	99,83
1	93,33	0,08	2,63	0,12	2,0	st.	0,08	0,16	1,36	0,22	0,17	0,28	0,03	100,46
8	93,39	0,19	2,26	0,23	2,0	st.	0,37	0,02	1,16	0,23	0,16	0,24	0,03	100,28
12	94,06	0,24	1,48	0,14	2,42	0,01	0,22	0,04	0,58	0,14	0,13	0,61	0,02	100,09
16	92,23	0,25	3,02	0,36	2,20	0,01	0,14	0,20	0,94	0,17	0,17	0,19	0,03	99,91

Malá Fatra

3	92,63	0,11	3,17	0,05	1,12	0,01	0,34	0,11	1,70	0,07	0,06	0,53	0,07	99,97
13	91,98	0,11	3,27	0,60	1,13	0,02	0,31	0,09	2,00	0,10	0,00	0,24	0,05	99,90
23	80,99	0,22	9,41	0,74	1,06	0,01	0,31	0,40	5,00	0,20	0,11	1,38	0,07	99,90
24	91,02	0,12	3,52	1,21	0,59	0,01	0,28	0,11	2,25	0,21	0,02	0,43	0,05	99,82
64	93,43	0,15	2,57	0,07	1,15	0,01	0,37	0,02	1,70	0,09	0,01	0,23	0,02	99,82
30	93,62	0,11	2,97	0,33	0,97	0,01	0,37	0,07	1,20	0,08	0,03	0,73	0,06	100,55
38	91,91	0,18	3,44	0,56	0,97	0,01	0,35	0,10	1,99	0,11	0,01	0,25	0,07	99,95
70	90,90	0,11	3,63	0,75	0,82	0,01	0,40	0,09	2,46	0,12	0,00	0,55	0,05	99,89
80	86,51	0,33	7,68	0,64	0,75	0,01	0,37	0,29	2,65	0,13	0,04	0,62	0,09	100,11
86	88,60	0,14	4,03	0,53	1,02	0,01	0,46	0,18	4,06	0,16	0,06	0,98	0,08	100,31

94	89,63	0,08	3,52	0,68	1,10	0,01	0,68	0,00	2,65	0,12	0,00	1,57	0,08	100,12
100	51,53	1,24	23,88	4,43	0,96	0,02	0,37	1,72	9,20	0,42	0,74	5,14	0,21	99,86
101	85,67	0,28	6,79	0,52	0,98	0,01	0,56	0,18	4,15	0,13	0,06	1,00	0,07	100,40
105	61,08	0,73	17,63	5,28	0,78	0,02	0,50	1,49	8,16	0,29	0,50	3,25	0,21	99,92
113	77,28	0,54	9,99	2,36	0,87	0,16	0,56	0,62	5,80	0,24	0,19	1,63	0,23	100,47
116	61,79	0,82	17,65	4,28	0,86	0,02	0,53	1,58	8,16	0,40	0,47	3,20	0,20	99,96
117	55,02	0,34	9,68	1,33	2,52	0,36	7,63	4,08	6,20	0,78	0,14	12,25	0,13	100,46
118	58,56	0,83	19,00	4,90	0,98	0,03	0,65	1,83	8,50	0,37	0,48	3,68	0,22	100,03
120	64,66	0,63	17,43	2,45	0,90	0,04	0,65	1,54	7,86	0,26	0,43	3,19	0,20	100,24

Donovaly

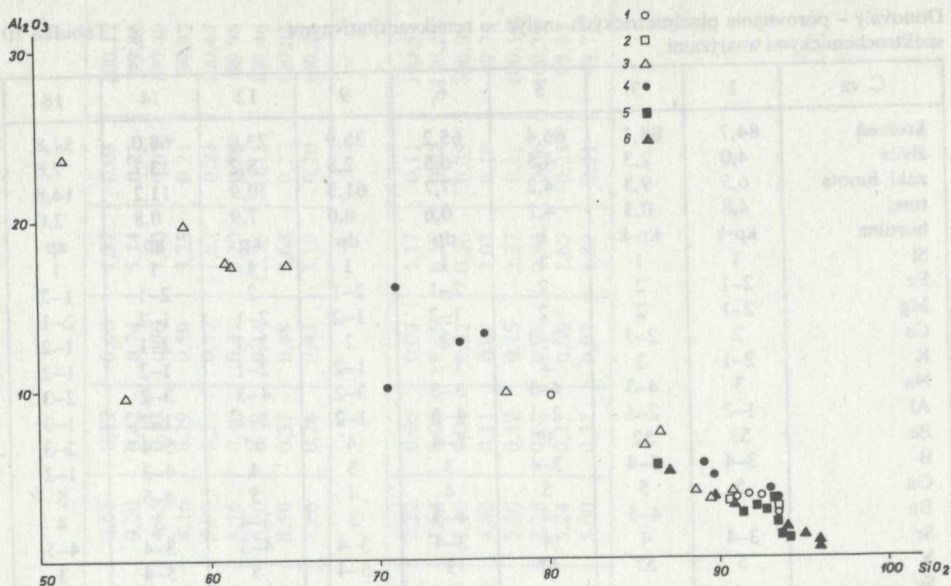
1	89,10	0,16	5,50	1,04	0,16	0,01	0,68	0,26	2,22	0,06	0,04	1,17	0,11	100,51
3	93,05	0,11	4,01	0,05	0,12	0,01	0,35	0,23	1,64	0,05	0,05	0,58	0,02	100,28
5	93,42	0,17	3,51	0,35	0,05	0,01	0,35	0,15	1,40	0,04	0,02	0,56	0,05	100,08
6	76,12	0,41	13,37	1,22	0,25	0,01	0,59	0,54	4,80	0,11	0,07	2,07	0,19	99,75
9	71,07	0,61	16,15	2,22	0,31	0,01	0,73	0,73	5,50	0,12	0,15	2,27	0,27	100,14
12	89,86	0,23	4,75	1,35	0,05	0,09	0,59	0,14	2,28	0,08	0,08	0,83	0,06	100,39
14	74,85	0,75	12,99	2,24	0,16	0,03	0,66	0,70	5,24	0,17	0,06	1,65	0,23	99,73
18	70,46	0,60	10,11	3,10	0,01	0,23	4,21	0,47	5,60	0,37	0,07	4,33	0,21	99,77

Č. vz	1	3	5	6	9	12	14	18
kremeň	84,7	88,1	86,4	65,2	35,9	73,0	68,0	54,8
živce	4,0	2,3	4,3	6,5	2,8	8,2	13,7	7,6
zákl. hmota	6,5	9,3	4,2	27,7	61,3	10,9	11,2	14,8
tmel	4,8	0,3	4,1	0,6	0,0	7,9	0,8	2,0
hornina	kp-k	kp-k	k	dp	dp	kp	ap	ap
Si	1	1	1	1	1	1	1	1
Fe	2-1	2	2	2-1	2-1	2	2-1	1-2
Mg	2-1	2	2	1-2	1-2	2-1	1-2	2-1
Ca	2	2-3	2-3	2	2	2-3	2-1	1-2
K	2-1	2	2	1-2	1-2	2-1	1-2	1-2
Na	3	4-3	4-3	3-2	3-2	4-3	3-2	2-3
Al	1-2	2-1	2-1	1-2	1-2	2-1	1-2	1-2
Be	5?	5?	5?	5-4	4	5?	5-4	2-3
B	3-4	3-4	3-4	3	3	4	4-3	1-2
Ga	5	5	5	4	4	5	4-5	5
Ba	4	4-5	4	4-3	3	3-4	3	4
Sr	3-4	4	4	3-4	3-4	4-3	3-4	4-5
Y	5	5?	5?	5	5-4	5	5-4	3
Sc	-	-	-	5	4-5	-	5-4	3-4
Ti	3-4	3-4	3-4	3-2	3-2	3	3-2	3-2
Ni	4	5	5?	4	4	5	4-3	4-3
Co	3	4	4-3	4	4	4	4	4
Cr	5-4	5	5-4	4-5	4	5	4	4
Cu	4	5	5	5	5	5	5	5
Ag	5-4	5	5	5	5	5	5	5
Sn	5	5?	5?	5	5-4	5	5-4	5-4
Mo	5-4	5	5	5	5	5	5	5
V	5-4	5	5-4	4	4	5	4-3	4
Mn	5	5	5	5	5	4	4	3
Pb	5?	5?	5?	5	5-4	5	4	4
Zr	4-3	4	4-3	3	4-3	4	3	3
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	5?	5?	5?	-	-	-	-	-

Výsledky chemických analýz sú v tabuľke 9. spektrochemických analýz v tabuľke 10.

Obsah SiO_2 sa pohybuje v rozmedzí 96,95 % – 51,53 %. Najvyššie obsahy SiO_2 vykazujú vzorky z Malých Karpát a Vysokých Tatier v porovnaní so vzorkami z Malej Fatry a z Donoval. Určité zmeny hodnôt vykazujú aj obsahy Al_2O_3 a K_2O , prvý v medziach 0,78 % – 23,68 %, druhý v medziach 0,24 % – 9,20 %. Ostatné kyslíčniky nevykazujú žiadne významnejšie variácie v obsahoch.

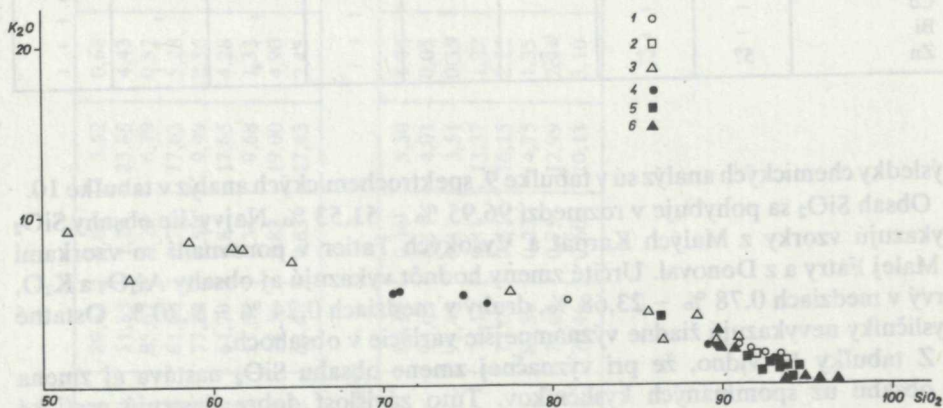
Z tabuľky 10 vidno, že pri význačnej zmene obsahu SiO_2 nastáva aj zmena v obsahu už spomínaných kyslíčnikov. Túto závislosť dobre ilustrujú grafické porovnania ich obsahov (obr. 5, 6). So stúpajúcim obsahom SiO_2 výrazne klesá obsah Al_2O_3 i obsah K_2O . Tieto závislosti sú zhodné so vzťahmi medzi obsahom



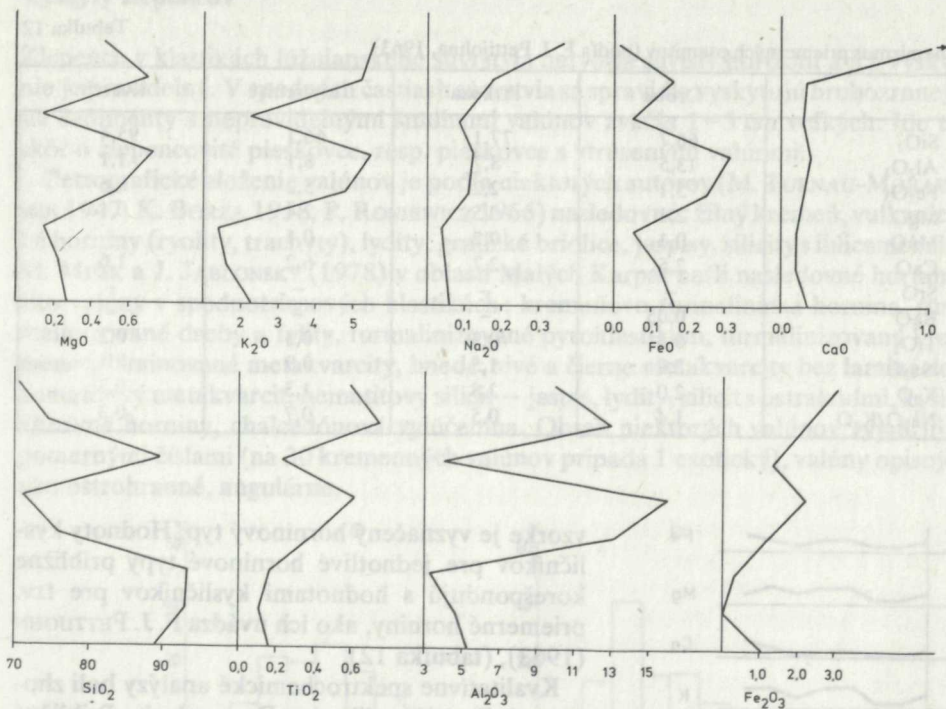
Obr. 5 Závislosť obsahu Al_2O_3 na obsahu SiO_2 . 1 – Smrekovec, 2 – Šútovská dolina, 3 – Malý Kriváň, 4 – Donovaly, 5 – Vysoké Tatry, 6 – Malé Karpaty

kremeňa a obsahom základnej hmoty, resp. živcov. Pre kremenné pieskovce a arkózové pieskovce je závislosť nepriama, u arkóz a drobových pieskovcov je opačná. Závislosť obsahu kremeňa a obsahu základnej hmoty sa tiež zhoduje so závislosťou medzi kyslíčnikmi pre všetky horninové typy spodnotriasových klastík s výnimkou arkóz. Zmeny v obsahu niektorých kyslíčnikov v schematizovaných profiloch sú na obrázku 7.

V tabuľke 11 sú porovnané planimetrické analýzy s chemickými, pričom pri každej



Obr. 6 Závislosť obsahu K_2O na obsahu SiO_2 . 1 – Smrekovec, 2 – Šútovská dolina, 3 – Malý Kriváň, 4 – Donovaly, 5 – Vysoké Tatry, 6 – Malé Karpaty



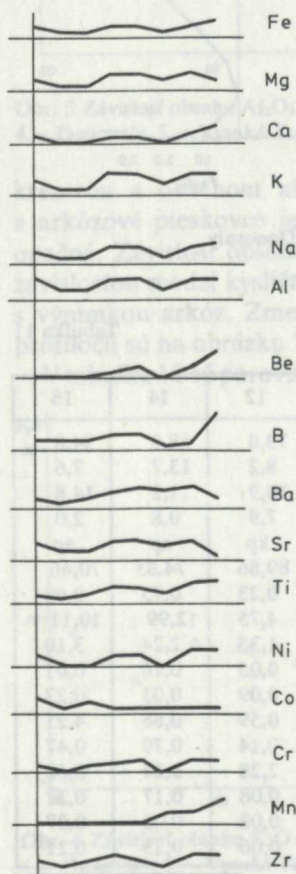
Obr. 7 Zmeny v obsahu niektorých kysličníkov v schematickom profile Donovaly

Tabuľka 11

Donovaly – porovnanie planimetrických analýz s chemickými analýzami

Č. vz.	1	3	5	6	9	12	14	18
kremeň	84,7	88,1	86,4	65,2	35,9	73,0	68,0	54,8
živce	4,0	2,3	4,3	6,5	2,8	8,2	13,7	7,6
zákl. hmota	6,5	9,3	4,2	27,7	61,3	10,9	11,2	14,8
tmel	4,8	0,3	4,1	0,6	0,0	7,9	0,8	2,0
hornina	kp-k	kp-k	k	dp	dp	kp	ap	ap
SiO ₂	89,10	93,05	93,42	76,12	71,07	89,86	74,85	70,46
TiO ₂	0,16	0,11	0,17	0,41	0,61	0,23	0,75	0,60
Al ₂ O ₃	5,50	4,01	3,51	13,37	16,15	4,75	12,99	10,11
Fe ₂ O ₃	1,04	0,05	0,35	1,22	2,22	1,35	2,24	3,10
FeO	0,16	0,12	0,05	0,25	0,31	0,05	0,16	0,01
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,09	0,03	0,23
CaO	0,68	0,35	0,35	0,59	0,73	0,59	0,66	4,21
MgO	0,26	0,23	0,15	0,54	0,73	0,14	0,70	0,47
K ₂ O	2,22	1,64	1,40	4,80	5,50	2,28	5,24	5,60
Na ₂ O	0,06	0,05	0,04	0,11	0,12	0,08	0,17	0,37
H ₂ O	0,04	0,05	0,02	0,07	0,15	0,08	0,06	0,07
P ₂ O ₅	0,11	0,02	0,05	0,19	0,27	0,06	0,23	0,21

	Droba	Arkóza	Litarenit	Kvarcit
SiO ₂	66,7	77,1	66,1	95,4
Al ₂ O ₃	13,5	8,7	8,1	1,1
Fe ₂ O ₃	5,1	2,2	5,2	0,6
MgO	2,1	0,5	2,4	0,1
MnO	0,1	0,2	0,1	—
CaO	2,5	2,7	6,2	1,6
SrO	—	—	—	—
BaO	0,05	—	—	—
TiO ₂	0,6	0,3	0,3	0,2
Na ₂ O	2,9	1,5	0,9	0,1
K ₂ O	2,0	2,8	1,3	0,3
Na ₂ O/K ₂ O	1,4	0,5	0,7	0,3



vzorky je vyznačený horninový typ. Hodnoty kysličníkov pre jednotlivé horninové typy približne korešpondujú s hodnotami kysličníkov pre tzv. priemerné horniny, ako ich uvádza F. J. PETTIJOHN (1963), (tabuľka 12).

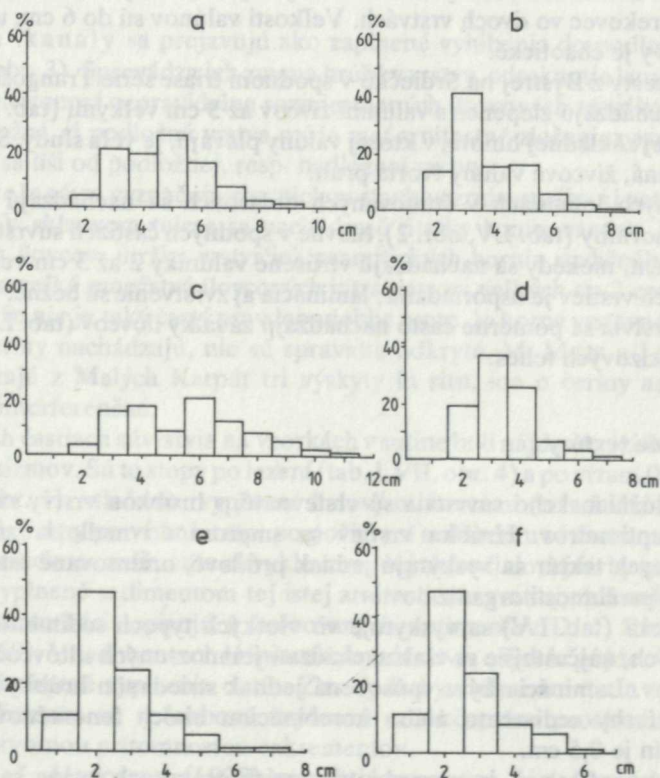
Kvalitatívne spektrochemické analýzy boli zhotovené iba z profilu na Donovaloch. Približné hodnoty obsahov tých prvkov, ktoré sa nachádzajú v horninotvorných mineráloch sledujú hodnoty planimetrických a chemických analýz. Pozoruhodný je nízky obsah Na v porovnaní s ostatnými prvkami horninotvorných minerálov. Z ostatných prvkov upúta relatívne vysoký obsah Ti, vyššie obsahy vykazujú ešte Sr a B. Obsahy ostatných prvkov nie sú významné. Zmeny obsahov jednotlivých prvkov v priebehu profilu sú zobrazené na obrázku 8. Veľký vzostup obsahu smerom do nadložia vykazuje B, ktorý je viazaný na ílovú frakciu (montmorillonit) (A. VILLUMSEN—O. B. NIELSEN 1976). Stúpajúci obsah B je možno vysvetliť zjemňovaním zrna psamitických hornín a pribúdaním pelitickej zložky v nich smerom do nadložia. Podľa spomínaných autorov na obsah B nevlápa paleosalinita, ale pravdepodobne diagenéza.

Obr. 8 Zmeny v obsahoch niektorých prvkov v schematickom profile Donovaly

Výskyty zlepcov

Zlepence v klástikách lúžnianskeho súvrstvia netvorí súvislý horizont a ich výskyt nie je pravidelný. V spodných častiach súvrstvia sa spravidla vyskytujú hrubozrnnéjšie sedimenty s nepravidelnými šmuhami valúnov zväčša 1–3 cm veľkých. Ide tu skôr o zlepencovité pieskovce, resp. pieskovce s vtúsenými valúnmi.

Petrografické zloženie valúnov je podľa niektorých autorov (M. TURNAU-MORAWSKA 1947, K. BORZA 1958, P. RONIEWICZ 1966) nasledovné: žilný kremeň, vulkanické horniny (ryolity, trachyty), lydity, grafické bridlice, jaspisy, silicity s ihlicami húb. M. MIŠIK a J. JABLONSKÝ (1978) v oblasti Malých Karpát našli nasledovné horniny ako valúny v spodnotriasových klástikách: kremeňovo-turmalinická hornina, turmalinizované droby a fylity, turmalinizované pyroklastikum, turmalinizovaný kremenec, laminované metakvarcity, hnedé, sivé a čierne metakvarcity bez laminácie, hematitový metakvarcit, hematitový silicit – jaspis, lydity, silicit s ostrakódmi, kyslé efuzívne horniny, chalcedónová vylúčenina. Obsah niektorých valúnov vyjadrujú pomernými číslami (na 30 kremenných valúnov pripadá 1 exotický), valúny opisujú ako ostrohranné, angulárne.



Obr. 9 Histogramy veľkosti valúnov zo zlepencov, Malé Karpaty. a – Devín, b – Jelenec, c – Biele skaly, d – Klokočina, e – Medvedie skaly, f – Medvedie skaly

Z oblasti Malých Karpát boli merané veľkosti (dlhé osi) valúnov z lokalít Devín, Jelenec, Biele skaly, Klokočina a Medvedie skaly. Zlepencové polohy sa nachádzajú tiež na lokalitách Píla, Kukla, Tisové skaly, tu sa však pre menší rozsah odkryvov nedali merať dlhé osi valúnov. Histogramy zastúpenia jednotlivých zrnitostných tried sú na obrázku 9. Veľkosť valúnov je maximálne 12 cm, najpočetnejšia veľkosť je 2–4 cm. Valúny sú podľa makroskopického určenia tvorené kremeňom, tmavými rohovcami a tmavými sfudnatými metamorfovanými horninami. Konglomerátové polohy v Malých Karpatoch tvoria viac-menej súvislý horizont (tab. LIV, obr. 3).

Ďalší, pomerne súvislý zlepencový pruh sa nachádza v spodnotriasových klastikách ľubietovského pásma na báze tohto súvrstvia v dolinách Predajnianske čelno, Lopej, Zahrušková, dolina Brusnianky, Osrblie smerom na Tri Vody. Veľkosť valúnov v tejto oblasti je pomerne značná, rádovo desiatky cm, petrografia nebola robená. Z Osrbli pochádza vzorka zlepence, resp. brekcie, tvorená angulárnymi valúnmi kremeňa veľkosti 1–3 cm a väčšími pretiahnutými závalkami fialových ílovcov, ktoré majú vzhľad malých tektonických zrkadiel. Usporiadanie valúnov je chaotické, náznaky usmernenia vykazujú ílovcové úlomky (tab. LIV, obr. 4).

Angulárne kremenné valúny sa nachádzajú aj na jednej lokalite v Malej Fatre v profile Smrekovec vo dvoch vrstvách. Veľkosti valúnov sú do 6 cm, usporiadanie v rámci vrstvy je chaotické.

V záreze cesty z Bystrej na Srdiečko v spodnom triase série Trangošky po pravej strane sa nachádzajú zlepence s valúnmi živcov až 5 cm veľkými (tab. LV, obr. 1). V psamitickej základnej hmote, v ktorej valúny plávajú, je veľa sfudy. Stavba vrstvy je usporiadaná, živcové valúny tvoria pruh.

Na ostatných lokalitách v študovaných oblastiach sa nachádzajú hrubozrnné psamitické horniny (tab. LV, obr. 2), hlavne v spodných častiach súvrstvia. Veľkosť zŕn je do 1 cm, niekedy sa nachádzajú vtrúsené valúniky 2 až 3 cm veľké. Textúra hrubozrnných vrstiev je usporiadaná: laminácia aj zvrstvenie sú bežné. Vo vrchných častiach súvrstvia sa pomerne často nachádzajú závalky ílovcov (tab. LV, obr. 3) aj ako súčasť sklzových telies.

Sedimentárne textúry

Sedimenty ľubietovského súvrstvia sú vrstevnaté, s hrúbkou vrstvy rádovo 1 m až niekoľko centimetrov. Hrúbka vrstiev sa smerom do nadložia znižuje. Zo sedimentárnych textúr sa vyskytujú jednak prúdové, orientované textúry, jednak rôzne stopy po činnosti organizmov.

Laminácia (tab. LV) sa vyskytuje vo všetkých typoch sedimentov, hrubo až jemnozrnných, najčastejšie sa však nachádza v jemnozrnných siltovcoch z vrchných častí profilov. Laminácia býva spôsobená jednak striedaním hrúbky zrna, jednak striedaním farby sedimentu alebo kombináciou oboch fenoménov. Priemerná hrúbka lamín je 0,5 cm.

Šikmé zvrstvenie je v spodnotriasových psamitoch bežne sa vyskytujúca sedimentárna orientovaná textúra. Vyskytuje sa šikmé zvrstvenie oblúkovité aj tabulárne (E. D. MCKEE, G. W. WEIR, 1953; R. MARSCHALCO 1970, H. E. REINECK,

I. B. SINGH 1973), pričom posledné prevažuje. Laminy zvierajú s vrstevnou plochou nízke uhly. Úklon šikmých lamín na lokalitách v Malých Karpatoch je 5° – 20° , vo Vysokých Tatrách 5° – 45° , v Liptovskej Lúžnej 5° – 40° , na Donovaloch 5° – 25° , v Tríbči 5° – 30° . Hrúbka šikmého zvrstvenia v Malých Karpatoch je 10–45 cm, vo Vysokých Tatrách 10–40 cm, v Liptovskej Lúžnej 15 cm, na Donovaloch 20–80 cm, v Tríbči 30–60 cm (tab. LV, obr. 4, tab. LVI, obr. 1, 2, 3).

Merania smerov šikmého zvrstvenia boli robené na spomínaných lokalitách len orientačne, hoci táto textúra je veľmi rozšírená v klastikách lúžnianskeho súvrstvia. Závažným obmedzením pre merania a hlavne pre ich interpretáciu je nevhodné a nedostatočné odkrytie vrstiev so šikmým zvrstvením; odkrytá býva obyčajne len jedna plocha. Najčastejšie sa však šikmé zvrstvenie nachádza na balvanoch v sutiach.

V spodnotriasových sedimentoch hronika z oblasti Čierneho Váhu, ktoré boli len orientačne skúmané, sa nachádza šikmé zvrstvenie veľkých rozmerov. Hrúbka šikmého zvrstvenia je 60–80 cm, dĺžka v reze približne paralelnom s rovinou ab je niekoľko metrov (tab. LVI, obr. 4).

Prejavy nekludu počas sedimentácie, ako sú erozívne kanály, sklzy až sklzové telesá sa vyskytujú vo vrchných častiach lúžnianskeho súvrstvia (tab. LVII, obr. 1, 2, 3).

Erozívne kanály sa prejavujú ako zaplnené vyhlbenia do podložnej vrstvy, (tab. LVIII, obr. 3). Spreváža ich zmena hrúbky vrstvy, odseknutie lamín v podložnej vrstve, prítomnosť nepravidelne rozmiestnených ílovcových závalkov a útržkov vrstiev. Nadložná aj podložná vrstva môže mať zrnitostné zloženie rovnaké, alebo výplň kanála sa líši od podložnej, resp. nadložnej vrstvy.

Sklzové telesá sa vyznačujú chaotickou stavbou zrnitostného aj petrografického zloženia. V sklzovom telese sa nachádzajú útržky laminovaných, konvolútne laminovaných ílovcov, útržky vrstvičiek psamitických hornín rozličného sfarbenia (aj zloženia) a veľké množstvá ílovcových intraklastov, veľkých do 2 cm.

Výskyt čerín nie je taký častý pravdepodobne preto, že horné vrstevné plochy, na ktorých sa čeriny nachádzajú, nie sú spravidla odkryté. M. MIŠŤK a J. JABLONSKÝ (1978) uvádzajú z Malých Karpát tri výskyty in situ, ide o čeriny asymetrické, symetrické a interferenčné.

Vo vrchných častiach súvrstvia na vzorkách v sutine boli nájdené rozličné stopy po činnosti organizmov. Sú to stopy po lezení (tab. LVII, obr. 4) a po vŕtaní (bioturbácie tab. LVIII, obr. 1), vtlačenia, vyplnené fialovými ílovcami (tab. LIX, obr. 2, tab. LVIII, obr. 2). Stopy po vŕtaní, resp. po požíraní sedimentu sú časté, prejavujú sa tým, že v psamitickom sedimente obvykle červenej alebo fialovej farby sa nachádzajú trubičky, vyplnené sedimentom tej istej zrnitosti, ale svetlej, zelenošedej farby. Rôzne typy bioturbácií opisujú z holocénnych sedimentov D. J. PIPER a N. F. MARSHAL (1969). V sedimentoch lúžnianskeho súvrstvia najskôr pôjde o požíranie sedimentu a druhotné vyplnenie dutín. Zmeny farby sedimentu dutín oproti farbe okolitého sedimentu sú spôsobené zvýšenou redukčnosťou prostredia v dutine spôsobenou prvotnou prítomnosťou exkrementov.

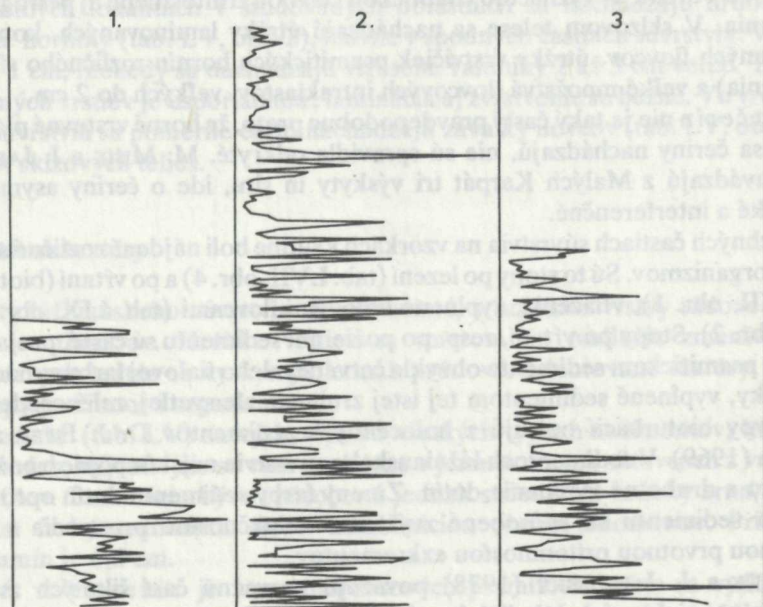
M. MIŠŤK a J. JABLONSKÝ (1978) považujú prevažnú časť šikmých zvrstvení meraných na niektorých lokalitách v Malých Karpatoch za subakvatické, ktoré vznikli migráciou veľkých čerín. Šikmé zvrstvenie trógové („channel-fill cross-bed-

ding“) by malo byť bežné vo fluviaálnych sedimentoch. Pomocou meraní dlhých osí valúnov indikujú riečne prostredie s periodickými vodnými tokmi. Na základe veľkosti rozptylu smerov šikmého zvrstvenia spomínaní autori zase uvažujú o delto-vo-litorálnom prostredí vzniku sedimentov. V jednom prípade na základe tvaru šikmých lamín pripúšťajú aj eolické prostredie vzniku.

Litológia

Podložie lúžnianskeho súvrstvia je tvorené kryštalinikom, priamy kontakt je obvykle pod sutinou. Na lokalite Liptovská Lúžna sa vyskytuje zvyšok predtriasovej kôry zvetrávania (O. FEJDOVÁ 1977). Kôra zvetrania je klastický sediment, hrubozrný, nevytriedený; materiál pochádza zväčša z podložných kryštalinických hornín. Prechod do nadložného lúžnianskeho súvrstvia je postupný, predstavuje ho zmena v materiálnom zložení.

Lúžnianske súvrstvie je tvorené rozličnými klastickými sedimentárnymi horninami: kremencami, kremennými pieskovecami, drobami, drobovými pieskovecami, arkózami a arkózovými pieskovecami. Vo vrchných častiach profilov pristupujú ešte pestré pelitické sedimenty – zelené, červené a fialové ílovce. Lokálne sa vyskytujú aj zlepence, pravdepodobne v spodných častiach súvrstvia. Pomocou litologicko-petrografických kritérií možno toto súvrstvie rozdeliť na tri členy. Tieto členy sa od seba odlišujú rozdielnym charakterom veľkosti zrna psamitických sedimentov, hrúbkou vrstiev, podielom pelitických sedimentov, petrografickým zložením psamitov a far-

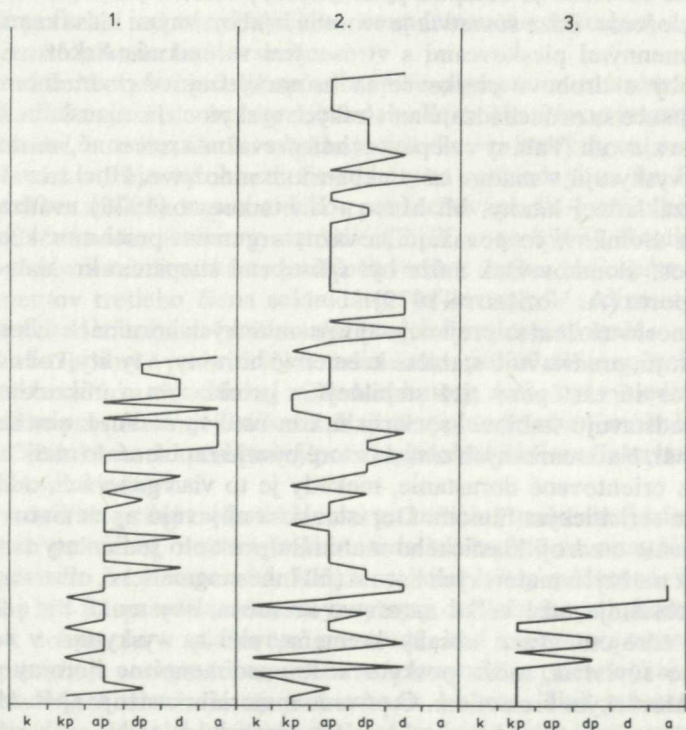


Obr. 10 Rytmgogramy hrúbky vrstiev. 1 – Malý Kriváň, 2 – Liptovská Lúžna, 3 – Donovaly

bou sedimentov (obr. 10, 11). Najvýraznejším deliacim faktorom je práve petrografické zloženie psamitických sedimentov.

Prvý člen sa vyznačuje prevahou hrubozrnných sedimentov s vtrúsenými valúnikami max. 2 cm veľkými. Valúniky sa vyskytujú aj v strednozrnných sedimentoch. Farba je biela, svetloružová, svetlošedá, šikmé zvrstvenie a laminácia sú bežné. Tento člen je tvorený hlavne kremencami a kremennými pieskovecami, potom arkózovými pieskovecami, drobami a drobovými pieskovecami.

Druhý člen má najväčšiu hrúbku, začínajú prevládať jemnozrnné sedimenty nad strednozrnnými a začínajú sa objavovať zelené ílovce. Časté je šikmé zvrstvenie, gradačné zvrstvenie a laminácia. Nástup ílovcov predchádzajú výskyty nepravidelných tenkých polôh ílovcov na rozhraní dvoch vrstiev psamitických hornín. Hrúbka ílovcových vrstvičiek (do 5 cm) sa nezväčšuje smerom do nadložia, len vzrastá frekvencia ich výskytu. Ílovce sú zelené, piesčité, s veľkým množstvom hnedých zrníčok (zvetraný pyrit) a slúd, hlavne muskovitu. Vo vrchných častiach tohto člena sa začínajú vyskytovať rozličné prejavy podmorskej erózie a v jemnozrnných psamitických sedimentoch sa začínajú objavovať závalky fialových ílovcov. Psamitické sedimenty predstavujú kremenné pieskovce, arkózové pieskovce, drobové pieskovce a droby.



Obr. 11 Rytmograpy zloženia. 1 – Malý Kriváň, 2 – Liptovská Lúžna, 3 – Donovaly, k – kremeň, kp – kremenný pieskovec, ap – arkózový pieskovec, dp – drobový pieskovec, d – droba, a – arkóza

Tretí člen sa vyznačuje jemnozrnnosťou sedimentov a fialovým sfarbením. Laminácia je veľmi častá, vyskytuje sa aj šikmé zvrstvenie. Typické sú rozličné prejavy nekludnej sedimentácie – závalky ílovcov, erozívne kanály a sklzy. Objavujú sa tu bioturbácie a rozličné stopy po lezení živočíchov. Obvykle sa nachádzajú v jemnozrnných pieskovochoch alebo ílovcoch, stopy po vrтанí sú druhotne vyplnené jemnozrnnými zelenými piesčitými sludnatými sedimentmi. V tomto člene prevažujú arkózové pieskovce, ďalej sa tu nachádzajú droby, drobové pieskovce a arkózy.

Priamy styk alebo prechod do nadložia nebol na profiloch pozorovaný. Nad tretím členom sa všade nachádza zvetralinová pokrývka podmienená výskytom množstva ílovcov v tomto člene.

Prostredie vzniku klastík lúžnianskeho súvrstvia

Názory na prostredie a spôsob vzniku sedimentov lúžnianskeho súvrstvia, ako vyplýva z prehľadu (str. 112), boli rozmanité, čo vyplynulo zo stupňa preskúmanosti súvrstvia a z možností porovnávaní s recentnými a fosílnymi typmi sedimentačného prostredia.

Lúžnianske súvrstvie je komplex psefitických, psamitických a pelitických hornín rozličného zloženia. Báza súvrstvia je tvorená hrubo zrnými klastikami – kremenami a kremennými pieskovochochami s vtrúsenými valúnkami. Arkózové pieskovce, arkózy, droby a drobové pieskovce sa tu nachádzajú v podradnom množstve. Typické zlepenca sa nenachádzajú na všetkých výskytoch lúžnianskeho súvrstvia, sú len lokálnym zjavom. Valúny v zlepencoch sú prevažne kremenné, iné druhy hornín, exotiká, sa vyskytujú v malom až v nepatrnom množstve. Hoci sa valúny nedajú oddeliť od základnej hmoty, M. MIŠŤK a J. JABLONSKÝ (1978) uvádzajú prevahu angulárnych úlomkov, čo považujú za vážny argument proti morskému pôvodu. Ostrohannosť úlomkov však môže byť spôsobená štiepaním krehkého materiálu počas transportu (A. VOZÁROVÁ 1979).

Monotónnosť v zložení sa prejavuje aj v psamitických horninách. Úlomky hornín, ak sa vyskytujú, predstavujú stabilné kremenné horniny – lydity, rohovce, Fe-kremence. Živce sú zastúpené tiež stabilnejším ortoklasom a mikroklínom. Ťažké minerály predstavujú stabilnú asociáciu zirkón-rutil-turmalín, k nim sa pridružuje apatit a granát. Na kremenných zrnách, ktoré bývajú zaoblené do rozličného stupňa, sa nachádza orientované dorastanie, niekedy je to viac generácií, oddelených od seba tenkým sericitickým filmom. Dorastania sa objavujú aj na živcových zrnách. Keď uvažujeme o zdroji klastického materiálu pre tieto sedimenty zistíme, že ani jeden druh z možných materských hornín (hlbinné magmatické, efuzívne, metamorfované) neobsahuje také veľké množstvo kremeňa, aby mohli byť jeho jediným primárnym zdrojom. Také obsahy kremeňa, aké sa vyskytujú v sedimentoch lúžnianskeho súvrstvia, môžu poskytovať len sedimentárne horniny sekundárne obohatené klastickým kremeňom. O pôvode materiálu uvažuje aj R. MARSCHALCO (1978) a zdôrazňuje jeho zdroj zo starších klastických alebo vulkanoklastických formácií a nie z podložných granodioritových hornín. Žilného kremeňa je v psamitoch pomerne málo, v zlepencoch z niektorých bližšie neurčených lokalít M. MIŠŤK

a J. JABLONSKÝ (1978) udávajú žilný kremeň ako jediná zložku. Výskyt zŕn starších kremencov a detritického rohovca je typický pre multicyklové piesky (F. J. PETTJOHN—P. E. POTTER — R. SIEVER 1972), ktoré obyčajne vystupujú v spojitosti s prechodnými typmi, arkózovými pieskovecami a drobovými pieskovecami, resp. sublitenitmi a subarkózami. Podľa PH. H. KUENENA (1960, in F. J. PETTJOHN—P. E. POTTER—R. SIEVER 1972) samotný riečny transport nemôže produkovať kremenné arenity. V priebehu ich tvorby sa vyskytovala eolická epizóda, v ktorej boli piesky „vyčistené“. Takýto efekt však má aj proces vymývania na plážach dlhodobou príbojovou činnosťou.

Obsah nestabilných zložiek stúpa smerom k nadložíu, tak isto aj obsah pelitickej zložky jednak vo forme základnej hmoty v psamitoch, jednak ako samostatné ílovcové vrstvy, ktorých hrúbka a frekvencia výskytu narastá. Zároveň sa zvyšuje obsah roztrúseného Fe-pigmentu v pelitických sedimentoch, takže červená a fialová farba sa zintenzívňuje smerom do nadložia.

Zjemňovanie psamitických hornín smerom do nadložia je spojené so zmenou v obsahu typov kremenných zŕn, pričom monokryštalický kremeň začína silne prevládať. Súvisí to s veľkosťou kremenných zŕn. Väčšie polykryštalické zrná zo žúl sa počas transportu rozpadávajú na menšie, monokryštalické zrná. Aj pôvodne undulózne monokryštalické zrná sa rozpadávajú na neundulózne zrná. Preto nastáva taká veľká prevaha monokryštalického neundulózneho kremeňa v sedimentoch tretieho člena lúžnianskeho súvrstvia.

Červené až fialové sfarbenie je spôsobené Fe-pigmentom roztrúseným v ílovitej základnej hmote a výskytom intergranulárneho Fe-tmelu. Pôvod železitého pigmentu treba hľadať v mineráloch, obsahujúcich Fe, z ktorých sa uvoľnilo počas zvetrávania už v zdrojovej oblasti. Fe-silikáty sa rozkladajú na íly, Fe-kysličníky a CaCO_3 , pričom základnou podmienkou pre zachovanie Fe-kysličníkov v sedimentoch je oxidačné sedimentárne prostredie (T. WALKER 1967). Rozličná intenzita červeného sfarbenia sedimentov v profiloch vedie k úvahe, že Fe-pigment z pelitických sedimentov tretieho člena sekundárne infiltroval do sedimentov spodných členov. Intenzita i množstvo červeno sfarbených hornín sú tu malé.

Zelená farba ílovcov a psamitických sedimentov, pokiaľ nie je spôsobená extrémnym množstvom slúd a chloritickej základnej hmoty, môže byť výsledkom časových zmien v oxidite prostredia, jej zníženia. Najmä výplne po vítaní môžu byť lokálnymi indikátormi redukčnosti, spôsobenej pravdepodobne H_2S uvoľneným z rozpadnutých organických zvyškov.

Napriek mineralogickej zrelosti klastická psamitickej zrnitostnej triedy majú dosť vysoký obsah pelitickej, ílovitej frakcie, teda sú štruktúrne nezrelé. V pieskoch riečneho pôvodu je jemnozrnná frakcia takmer vždy prítomná. V plážovom prostredí íl a silt je spravidla odnesený, vymytý oscilačným pohybom vody. Často dochádza k tomu, že v plážovom prostredí, keď množstvo transportovaného materiálu presahuje energiu transportu a na transporte sa podieľajú aj prúdy pozdĺž pobrežia, sediment obsahuje aj jemnozrnnú frakciu. Tiež pri ústiach riek sa v plážových pieskoch nachádza aj jemnozrnná frakcia. Obsah jemnozrnej frakcie je teda podmienený jednosmerným pohybom vody a veľkým obsahom jemných častíc schopných sedimentácie. Výskumy recentných delť veľkých riek ukázali, že vplyv

takejto rieky sa prejavuje až na niekoľko sto km po pobreží (F. P. SHEPARD 1964, J. R. L. ALLEN 1964).

Väčšina fosílnych pieskov a pieskovcov má kladné hodnoty parametra Sk_1 (G. M. FRIEDMAN 1967), pričom je isté, že sú morského pôvodu. Naproti tomu recentné plážové piesky majú nulové alebo záporné hodnoty Sk_1 . Toto protirečenie môže byť spôsobené buď väčším prínosom jemnozrnných častí do panvy, alebo to možno pripísať diagenetickým procesom, ktoré pôsobia najskôr na jemnozrnné častice. Postsedimentačné zmeny, sekundárne narastanie, rozpúšťanie a prínos intersticiálneho materiálu môžu modifikovať distribučnú krivku pieskov tak, že ovplyvnia základné štruktúrne parametre.

Monotónne mineralogické zloženie, mineralogická zrelosť klastík lúžnianskeho súvrstvia je v protiklade s ich štruktúrnou nezrelosťou, slabým vytriedením. Sedimenty v deltách niektorých recentných riek, napr. v delte Dunaja, sú vysoko mineralogicky zrelé (N. PANIN—ST. PANIN 1967, F. P. SHEPARD 1964). Transportom materiálu v rieke na veľkú vzdialenosť vzniká v delte mineralogicky zrelý jemnozrnný kremenný piesok, ktorý sa líši od plážového svojou štruktúrnou nezrelosťou, obsahom jemnozrnných častíc.

Šikmé zvrstvenie sa nachádza v celom súvrství, aj v hrubozrnných, aj v jemnozrnných klastikách. Šikmo zvrstvené vrstvy majú pomerne malú hrúbku a mierny úklon šikmých lamín (porovnaj s bazálnou transgresívnou litofáciou paleogénu, R. MARCHALCO 1970). Bežná je aj paralelná laminácia a gradačné zvrstvenie. Sklzy, ílovcové závalky, útržky vrstiev, erozívne ryhy a kanály sa objavujú v trefom člene. Tu sa vyskytujú aj stopy po lezení a bioturbácie. M. MIŠÍK a J. JABLONSKÝ (1978) považujú prevažnú časť šikmých zvrstvení, ktoré merali v Malých Karpatoch, za subakvatické, ktoré vznikli migráciou veľkých čerín. Typ trógového zvrstvenia by mal byť bežnejší vo fluvialných sedimentoch ako v eolických. Citovaní autori v jednom prípade na základe tvaru šikmých lamín pripúšťajú eolický pôvod. Bimodalita meraní smerov šikmého zvrstvenia, ako aj hrúbka šikmo zvrstvených vrstiev a sklon lamín šikmého zvrstvenia, je však proti eolickému pôvodu. Bimodálny paleoprúdový vzor produkujú prílivové prúdy v mori alebo estuáriách (F. J. PETTJOHN—P. E. POTTER—R. SIEVER 1972). Sedimenty tokov (riečne, deltové, prípadne aj eolické) poskytujú unimodálny paleoprúdový vzor.

Keď porovnáme vývoj lúžnianskeho súvrstvia s procesmi a výslednými produktmi sedimentácie klastík v recentných sedimentačných prostrediach, jednoznačne môžeme povedať, že sedimentácia prebiehala vo vodnom prostredí.

Predtriasová kôra, zachovaná na báze profilu v Liptovskej Lúžnej, sa uchovala v reliéfovej depresii. Vo vrchnej časti kôry sa nachádzajú tenké vložky psamitických sedimentov lúžnianskeho súvrstvia, ktoré sú indíciami morskej transgresie. Kôra zvetrania samotná je produktom intenzívneho zvetrávania, ktoré rozložilo podložný materiál mechanicky aj chemicky. Zápisy tohto procesu vidno pri mikroskopickom štúdiu. (O. FEJDOVÁ 1977a).

Lokálny výskyt zlepcov v spodnej časti súvrstvia možno interpretovať ako výplň riečnych kanálov, resp. ich bázu, smerom nahor v kanáloch nastáva zjemňovanie veľkosti zrna (R. C. SELLEY 1970). Takéto zjemňovanie je typické aj pre sedimenty pláží, resp. pre komplex delta — pobrežné sedimenty pri morskej transgresii.

Klastický materiál na pobrežie prinášali hlavne rieky. V príbrežnej a predbrežnej zóne transgredujúceho mora bol rozplavovaný a triedený činnosťou vln a morských prúdov. Jeho mineralogická zrelosť, pomerne monotónne zloženie a hlavne veľký obsah kremenných zŕn rozličných typov predpokladá pôvod materiálu zväčša zo starších sedimentov. Obohatenie kremennými zrnami nastáva prechodom klastického materiálu cez viaceré sedimentačné cykly v geologickej histórii. Multicyklicitu kremenných zŕn v lúžnianskom súvrství dokazujú výskyty kremenných zŕn s viacnásobným orientovaným dorastaním, resp. ílovitým povlakom na pôvodnom povrchu opracovaného zrna oddeľujúcim orientované dorastanie. Obsah klastických živcov nie je znakom krátkého transportu, ale výsledkom rovnováhy medzi rýchlosťou erózie a rozpadu materiálu. Základná hmota je rozličného pôvodu; predstavuje primárny klastický jemnozrnný ílový materiál, potom rekryštalizovaný materiál, a napokon môže byť diagenetickým produktom premeny zŕn psamitickéj frakcie. Ako základná hmota sa môžu javiť aj deformované úlomky hornín vtisnuté medzi ostatné klastické zrná. Detritický materiál živcový, ílovitý a úlomky hornín vyžadujú také prostredie, kde erózia, transport a depozícia sú také rýchle, že úplné chemické zvetranie nemôže prebehnúť (F. J. PETTJOHN, P. E. POTTER, R. SIEVER 1972).

Obsah jemnozrnej ílovej frakcie v psamitických sedimentoch je podmienený veľkým množstvom transportovaného materiálu. Suspenzný náklad riek prechádza cez pobrežnú oblasť a na šelfe potom sedimentuje. Predstaviteľom šelfovej sedimentácie v lúžnianskom súvrství je tretí, najvrchnejší člen. Okrem jemnozrnného materiálu z riek ďalším zdrojom materiálu pre šelfové sedimenty je subakvatické zvetrávanie sypkého aj spevneného materiálu už usadeného (H. E. REINECK, I. B. SINGH 1973), podporované činnosťou vŕtavých organizmov. V ňom je vysoký obsah jemnozrnných sedimentov jednak pelitických, jednak psamitických; posledné sú s veľkým obsahom základnej hmoty. Nachádzajú sa tu aj závalky ílovcov a útržky spevnených hornín a stopy po vŕtavej činnosti živých organizmov.

Hrúbka súvrstvia (podľa zistenia autorky do 75 m), veľké plošné rozšírenie, bimodalita orientácie šikmého zvrstvenia, jeho typy indikujú sedimentačné prostredie lúžnianskeho súvrstvia ako pobrežné plytkomorské s bariérovými ostrovmi, deltami a plytkým šelfom. Transport sa dial riekami, vlnením a morskými prúdmi. Eolická epizóda v prostredí pieskových pobrežných dún je možná, ale nie je podstatná.

Záver

Lúžnianske súvrstvie je všeobecne rozšírené v tatriku, fatriku a veporiku a zodpovedá spodnému triasu v klastickom vývoji. Je tvorené rozličnými sedimentárnymi klastickými horninami – sú to kremence, kremenné pieskovce, droby, drobové pieskovce, arkózy, arkózové pieskovce, netypické zlepenice, brekcie a pestré ílovce. Najčastejšie sa vyskytujú arkózové pieskovce, najmenej časté sú kremence (O. FEJDIOVÁ 1977b, obr. 6). Súvrstvie možno rozdeliť na tri členy navzájom spojené pozvoľnými prechodmi. Na lokalite Liptovská Lúžna sa v priamom podloží nachádza kôra zvetrávania (O. FEJDIOVÁ 1977a).

Psamitické sedimenty sú zložené hlavne z rôznych typov kremeňa, zo živcov, niekedy aj karbonátov a zo základnej ílovito-kremito-sericitickej hmoty. Akcesoricky sa nachádzajú sludy, zirkón, rutil, turmalín, pyrit, leukoxén a apatit. Úlomky hornín nie sú početné, ani veľmi rôznorodé. Sú to hlavne staršie kremence, lydity, rohovce a závalky ílovcov. Tmelu je celkove málo, je kremenný, vo vrchnom člene aj železitý.

Medzi minerálnym zložením a veľkosťou zrna existuje závislosť; čím je menší rozmer zrna, tým je menší obsah kremeňa, väčší obsah živcov a väčší obsah základnej hmoty. Čím je vyšší obsah kremeňa, tým je stupeň vytriedenia vyšší, obsah živcov a základnej hmoty nemá vplyv na vytriedenie.

Zlepence netvorí súvislý horizont, sú vyvinuté iba lokálne, tiež brekie sú lokálne. Valúny v nich sú aj angulárne, aj opracované, kremenné valúny sú v silnej prevahe oproti ostatným horninám.

Zo sedimentárnych textúr je bežná laminácia a šikmé zvrstvenie prevažne bimodálnej orientácie a menších rozmerov. Čeriny sa menej vyskytujú, v treťom člene sa nachádzajú bioturbácie. Tu sa objavujú aj sklzové a erózne prejavy.

Spôsob výskytu, hrúbka súvrstvia, rozšírenie, mineralogicko-petrografické a litologické charakteristiky sedimentov lúžnianskeho súvrstvia sú dôkazom subakvatického prostredia vzniku. Sedimenty vznikali najpravdepodobnejšie v plytkomorskom, plážovom prostredí, prípadne v prostredí bariérových ostrovov, pričom sa prejavoval vplyv riek ústiach do morskej panvy. Lokálne výskytu zlepencov v spodnej časti súvrstvia možno interpretovať ako výplň kanálov (aj riečnych), tretí člen súvrstvia má charakteristiky blízke sedimentom plytkého šelfu.

Literatúra

- ALLEN, J. R. L. 1964: Sedimentation in the modern delta of the river Niger, West Africa. In: Deltaic and shallow marine deposits, ed. L. M. J. U. van Straaten, - 1, Elsevier, Amsterdam, 26-35.
- ALLEN, J. R. L. 1965: Upper Old Red Sandstone (Farlovian) paleogeography in South Wales and the Welsh Borderland. *J. sed. Petrology*, Tulsa, 35, 1.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát. II. diel, Vyd. Slov. Akad. Vied. Bratislava, 1-376.
- BIELY, A. 1963: Vysvetlivky ku geologickej mape ČSSR 1:200 000, list M-34-XXXI Nitra (autor M. Kuthan a kolektív), Geofond-Vydavateľstvo, Bratislava, 1-170.
- BLATT, H. 1959: Effect of size and genetic type on sphericity and form of beach sediments, northern New Jersey. *J. sed. Petrology*, Tulsa, 29, 197-206.
- BLATT, H. 1967: Provenance determination and recycling of sediments. *J. sed. Petrology*, 37, 4, Tulsa, -1041-1044.
- BLATT, H. - CHRISTIE, J. M. 1963: Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rock. *J. sed. Petrology*, Tulsa, 33, 3, 559-579.
- BORZA, K. 1958: Triasové a liasové kremence Belanských Tatier. *Geol. zborn. Slov. Akad. Vied*, Bratislava, 9, 1.
- CAROZZI, A. V., 1960: Microscopic sedimentary petrography. J. Wiley, New York, 1-485.
- DAHLBERG, E. C. - GRIFFITHS, J. C. 1967: Multivariate analysis of sedimentary rocks for evaluating effects of sedimentation processes, *Amer. J. Sci.* 10, 265, New Haven, 833-843.
- DZULYNSKI, S. - GRADZIŃSKI, R. 1960: Source of the lower Triassic clastics in the Tatra Mountains. *Bull. Acad. pol. Sci. géol. - géogr.*, 8, Warszawa, 45-48.

- FEJDIOVÁ, O. 1971: Sedimentary petrology of the Lower Triassic quartzites from the Vysoké Tatry and Malé Karpaty Envelope Unit. Geol. zborn. Slov. Akad. Vied, 22, 1, Bratislava, 49–77.
- FEJDIOVÁ, O. 1973: Contribution to the recognition of the quartz grain types in sedimentary quartzites. Proceedings of the X-th Congress CBGA, Section II, Bratislava, 73–78.
- FEJDIOVÁ, O. 1977a: Predtriasová kôra zvetrávania na lokalite Liptovská Lúžna (Nízke Tatry). Mineralia slov., 9, 4, Bratislava, 299–302.
- FEJDIOVÁ, O. 1977b: Development of the Lower Triassic clastics in the Central West Carpathians. Geol. zborn. Slov. akad. Vied, 28, 1, Bratislava, 167–176.
- FEJDIOVÁ, O. 1980: Lúžňanské súvrstvie – formálna spodnotriasová litostratigrafická jednotka. Geol. Práce, Správy 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95–176.
- FERENCZY, S. 1915: Die geologischen Verhältnisse von Galgóc und seiner Umgebung. Jber. geol. Reichsanstalt für 1914, Budapest, 235–259.
- FOLK, R. L. 1966: A review of grain-size parameters. Sedimentology, 6, Amsterdam, 73–93.
- FOLK, R. L., WARD, W. C. 1957: Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. J. sed. Petrology, 27, Tulsa, 3–27.
- FRIEDMAN, G. M. 1962: On sorting, sorting coefficients and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones. J. Geol. 70, Chicago, 737–753.
- FRIEDMAN, G. M. 1967: Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. J. sed. – Petrology, 37, 2, Tulsa, 327–355.
- FRIEDMAN, G. M. 1979: Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origin. Sedimentology, 26, Amsterdam, 3–32.
- FUSÁN, O. 1964: Vysvetlivky ku geologickej mape ČSSR 1:200 000, list M-34–XXVII Vysoké Tatry (autor O. Fusán a kolektív), Geofond – Vydavateľstvo, Bratislava, 1–215.
- GOREK, A. 1958: Geologické pomery skupiny Červených vrchov, Tomanovej a Tichej doliny, Geol. zborn. Slov. Akad. Vied 9, 2, Bratislava.
- HUBERT, J. F. 1962: A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. J. sed. – Petrology, 32, 3, Tulsa, 440–450.
- JARKOVSKÝ, J. 1954: Petrochemické a mineralogické štúdie niektorých slovenských kremencov a ich použitie v priemysle siliky. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOTAŃSKI, Z. 1959: Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of High-tatric Triassic in the Tatra Mountains. Acta geol. pol., 9, 2, Warszawa.
- KOTAŃSKI, Z. 1961: Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach. Acta geol. pol., 11, 2/3, Warszawa.
- KOTAŃSKI, Z. 1963: Stratygrafia i litologia regli zakopańskich. Acta geol. pol., 13, 3/4, Warszawa.
- KOUTEK, J. 1930: Geologické studie na severo-západě Nizkých Tater. Sbor. Stát. geol. Úst., 9, Praha, 413–527.
- KULCSÁR, K. 1915: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Csavajó, Villabánya, Csicsmány und Zsolt. Jber. Ung. Reichsanstalt für 1914, Budapest, 124–148.
- KUKAL, Z. 1957: Litologický vývoj skalečných a drabovských vrstev v oblasti Rače. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1957, Praha.
- KUKAL, Z. 1967: Zdroje klastického materiálu sedimentu příbramsko-jineckého kambria. Sborn. geol. věd., geologie, 10, Praha, 83–116.
- KUŠIK, R. 1959: Litológia sedimentárnych sérií územia Oravíc. Geol. zborn. Slov. akad. Vied, 1, 10, Bratislava.
- LEGGEWIE, R., FÜCHTBAUER, R., EL-NAJJAR, R. 1977: Zur Bilanz des Bundsandsteinbeckens (Korngrößenverteilung und Gesteinsbruchstücke). Geol. Rdsch., 66, 2, Stuttgart, 551–557.
- LIMANOWSKI, M. 1903: Perm i trias ladowy w Tatrach. Pamiet. Tow. Tatrzańskiego, Tom 24, Kraków, 140–176.
- MAHEL, M. 1962: Vysvetlivky ku geologickej mape ČSSR 1:200 000, list M-34–XXV Žilina (autor M. Maheľ a kolektív), Geofond Vydavateľstvo, Bratislava.
- MAHEL, M. 1964: Vysvetlivky ku geologickej mape ČSSR 1:200 000, list M-34–XXVI Banská Bystrica (autor M. Maheľ a kolektív), Geofond Vydavateľstvo, Bratislava.

- MAHEL, M. 1968. Regional Geology of Czechoslovakia. Part II. The West Carpathians. Academia, Praha, 1-723.
- MARSCHALCO, R. 1970: Výskum sedimentárnych textúr, štruktúrna paleoprúdová analýza bazálnych formácií (paleogén z centrálnych Západných Karpát severne od Spišsko-gemerského rudohoria). Acta geol. et geogr. Univ. Com., geologica 19, Bratislava, 129-163.
- MARSCHALCO, R. 1978: Vývoj sedimentárnych bazénov a paleotektonické rekonštrukcie Západných Karpát, In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49-80.
- MATĚJKA, A.-ANDRUSOV, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes Occidentales de la Slovaquie Centrale et des régions avoisinantes. Knihovna Stát. geol. Úst. 13, Praha, 19-163.
- MCBRIDE, E. F. 1963: A classification of common sandstones. J. Sed. Petrology 33, 3, Tulsa, 664-669.
- MC KEE, E. D.-WEIR, G. W. 1953: Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. Bull. Geol. Soc. Amer. 64, New York, 381-390.
- MÍŠÍK, M.-JABLONSKÝ, J. 1978: Spodnotriasové kremence a zlepenice Malých Karpát (rozbor valúnov, smery transportu, genéza). Acta geol. et geogr. Univ. Comenianae, geologica, 33, Bratislava, 1-36.
- MOSS, A. J. 1962: The physical nature of common sandy and pebbly deposits. Part I. Amer. J. Sci., 260, New Haven, 337-373.
- MOSS, A. J. 1963: The physical nature of common sandy and pebble deposits. Part II. Amer. J. Sci. 261, New Haven, 297-343.
- PANIN, N.-PANIN, ST. 1967: Regressive sand waves on the Black Sea shore. Mar. Geol. 5, 3, Amsterdam, 221-226.
- PASSENDORFER, E. 1951: Regionalna geologia Polski I., Kraków.
- PAUL, C. M. 1868: Die nördliche Arva. Jb. geol. Reichsanst. 18, Wien, 201-246.
- PETTJOHN, F. J. 1957: Sedimentary rocks. II. ed. Harper and Brothers, New York, 1-747.
- PETTJOHN, F. J. 1963: Chemical composition of sandstones - excluding carbonate and volcanic sand. Data of geochemistry. Geol. Surv. Profess. Paper, 1-440.
- PETTJOHN, F. J.-POTTER, P. E.-SIEVER, R. 1972: Sand and sandstone. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg, 1-618.
- PETRÁNEK, J. 1963: Usazené horniny, Academia, Praha, 1-717.
- PIPER, D. J. W.-MARSHALL, N. F. 1969: Bioturbation of Holocene sediments of La Jolla deep sea fan, California. J. Sed. - Petrology 39, 2, Tulsa, 601-606.
- POŠEPNÝ, F. 1864: Die Quarzite von Drietoma bei Trenczin. Jahrbuch k. k. geol. Reichsanstalt 14, Wien, 1-81.
- REINECK, H. E.-SINGH, I. B. 1973: Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg-New York, 1-440.
- RONIEWICZ, P. 1959: Cechy sedymenacyjne seisu wierchowego. Acta geol. pol., 9, Warszawa, 301-317.
- RONIEWICZ, P. 1965: Lower Werfenian (Seisian) deposits in the Tatra Mountains. Carpato-Balkan Geological Association, VII Congres Sofia 1965, Reports, Part, II. vol. 1.
- RONIEWICZ, P. 1966: Klastyczne osady dolnego werfenu (seisu) w Tatrach. Acta geol. pol. 16, Warszawa, 1-73.
- SAHU, B. 1964a: Significance of the size distribution statistics in the interpretation of depositional environments. Res. Bull. (N. S.) Panjab University, 15, 213-219.
- SAHU, B. 1964b: Depositional mechanism from the size analysis of clastic sediments. J. sed. Petrology, 34, 1, Tulsa, 77-83.
- SAHU, B. 1964c: Transformation of weight frequency and number frequency data in size distribution studies of clastic sediments. J. Sed. Petrology, 34, Tulsa, 4, 768-773.
- SAHU, B. 1965a: Transformation of arithmetic and phi size distribution moments. J. sed. Petrology, 35, Tulsa, 969-972.
- SAHU, B. 1965b: Transformation of weight- and number-frequencies for phi-normal size distributions. J. Sed. Petrology, 35, Tulsa, 973-975.
- SAHU, B. 1966a: Thin-section analysis of sandstones on weight-frequency basis. Sedimentology, 7, Amsterdam, 255-259.
- SAHU, B. 1966b: Thin section analysis of sandstones on weight frequency basis. Bull. Geol. Soc. 3, 2, India, 48-50.
- SAHU, B. 1966c: Sedimentary tectonics of Kathol Klippe area, Simla Himalayas. - Indian Mineralogist, 7, 1/2, 21-30.

- SAHU, B. 1967: Generation of cumulative frequencies from the corrected phi size moments of random thin-section size analysis data. *Sedimentology* 8, Amsterdam, 329–335.
- SAHU, B. 1968: Thin-section size analysis and the moment problem *Sedimentology* 10, Amsterdam, 147–151.
- SELLEY, R. C. 1970: Ancient sedimentary environments. Chapman and Hall Ltd., London, 1–224.
- SCHRÉTER, Z. 1915: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Németspróna. *Jber. Ung. Reichsanstalt für 1914*, Budapest, 107–123.
- SHEPARD, F. P. 1964: Criteria in modern sediments useful in recognizing ancient sedimentary environments. In: *Deltaic and shallow marine deposits*, ed. L. M. J. U. van Straaten, Amsterdam.
- SOKOLOWSKI, S. 1948: Tatry Bielskie. *Prace Państwowege instytutu geologicznego*, T. IV, Warszawa, 1–47.
- STACHE, G. 1965: Geologische Aufnahmen im Gebiete des oberen Neutra-flusses und der Bergstadt Kremnitz. *Jb. – k. k. geol. Reichsanst. 15*, Wien, 297–319.
- ŠTŮR, D. 1860: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *Jb. – Geol. Reichsanst. 11*, Wien, 17–151.
- ŠTŮR, D. 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag und Gran-Thale. *Jb. Geol. Reichsanst. 18*, Wien, 337–426.
- TURNAU–MORAWSKA, M. 1947: Permotrias ladowy i jego stosunek do trzonu krystalicznego. *Ann. Univ. M. Curie–Skłodowska*, Kraków, 2.
- TURNAU–MORAWSKA, M. 1955: Uwagi o sedymentacji wرفenu tatrzańskiego. *Rocz. Pol. Tow. geol. 13*, Kraków, 37–52.
- UHLIG, V. 1903: Bau und Bild der Karpaten. In: „Bau und Bild Österreichs“. Wien – Leipzig, 651–911.
- VIGH, J. 1915: Geologische Beobachtungen in den Grenzgebirgen der Komitate Nyitra, Turóc und Trencsén. *Jber. Ung. Reichsanstalt für 1914*, Budapest, 71–106.
- VILLUMSEN, A.–NIELSEN, O. B. 1976: The influence of paleosalinity, grain-size distribution and clay minerals on the of B, Li and Rb in Quaternary sediments from Eastern Jutland, Denmark. *Sedimentology*, 23, Amsterdam, 845–855.
- VOZÁROVÁ, A. 1979: Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika. *Západné Karpaty, sér. mineralógia, petrografia, geochemia, metalogenéza* 6, Bratislava, 61–116.
- WALKER, T. 1967: Formation of red beds in modern and ancient deserts. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 78, New York, 353–368.
- ZOUBEK, V. 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně Podbrezové. *Věst. Stát. geol. Úst.*, 6, Praha, 190–214.

Oľga Fejdiová

New Information on Lower Triassic Lipt. Lúžna Clastic Formation in Central West Carpathians

Summary

The Lower Triassic Liptovská Lúžna clastic formation is present in the Tatricum, Fatricum, and Veporicum of the West Carpathians. In spite of its great regional extent the former investigations and informations were brief, and opinions about depositional environment different. This paper concentrates on petrographic and lithologic investigations in the Tatricum of the Malé Karpaty Mts., of the Vysoké Tatry (High Tatra) Mts., the Malá Fatra Mts., the Nízke Tatry (Low Tatra) Mts., the Malá Magura Mts., and on orientational research in the Veporicum and the Hronicum.

The Liptovská Lúžna Formation consists of different types of clastic sedimentary rocks. Psammitic sediments dominate markedly over pelitic and psephitic rocks. Psammitic sediments are mostly represented by arcose sandstones; quartzites are less frequent. There are also subgraywackes, graywackes and quartzose sandstones.

Mineral composition of psammitic sediments of the Liptovská Lúžna Formation is monotonous. Dominant is clastic quartz of different origin (monocrystalline, quartz from massive plutonic rocks, from

gneisses, from crystalline schists, from effusive rocks, vein quartz). Rock fragments except cherts (lydites) are rare in fraction about 1 mm. The heavy mineral association consists of stable minerals: zircon, rutile, tourmaline, apatite, leucosene, pyrite. K-feldspars dominate, and microcline is very frequent in coarse-grained sediments, because it is more stable than orthoclase. Like quartz grains, also feldspars show secondary growths. Matrix is quartz-chlorite-sericitic, sometimes mainly chloritic, with dispersed Fe-pigment in upper parts of the formations. Cement is quartzous: ferruginous cement appears in upper parts. The rather high content of matrix depends on poor sorting and structural immaturity of the studied sediments as well.

In some profiles occurs also carbonates, mainly in arcoses, they are rare in subgraywackes. Carbonates are frequent in the upper part of the formation, replacing often quartz and feldspar grains.

There is a relationship between grain size and content of individual types of quartz grains. The content of monocrystalline quartz increases toward overlier to disadvantage of other types of quartz grains. Considerable decrease (to zero content) may be seen in the content of polycrystalline quartz from massive plutonic rocks, decrease of quartz content in gneisses is smaller.

Content of unstable components increases toward the overlier as well as the content of pelite component partly as the matrix in psammites, as claystone intercalations and later as layers with increasing thickness and frequency of occurrence. The amount of Fe-pigment or Fe-cement increases, so the formation is getting red or violet toward the overlier.

Relations between mineral composition and grain diameter (mean) and/or sorting were investigated. The smaller the mean diameter, the lower the quartz content, the higher the feldspar content and the higher the matrix content. The higher the quartz content, the higher the sorting. The feldspar and matrix contents have no influence upon sorting.

Conglomerates occur locally, they do not form continuous level. Coarse-grained quartzose sandstones with disseminated pebbles ranging to 2 cm in size occur generally mainly in lower parts of the formation.

Chemical composition of psammite sediments of the Liptovská Lúžna Formation corresponds to their mineral composition. With the increasing SiO_2 content the Al_2O_3 and K_2O contents decrease. These relations are in accordance with relations between the contents of quartz and matrix and/or feldspars. There is an indirect relation in quartzose sandstones and arcose sandstone, and direct relation in arcoses and subgraywackes.

Sediments of the Liptovská Lúžna Formation are bedded, the thickness of beds ranges from cm to 1 m and decreases towards the overlier. Lamination occurs in all types of sediments and is usually due to alternating grain size and colour. Cross-bedding is arcuate and tabular; lamines form low angles with bed plane, its orientation is bimodal. Erosive channels, slumps and slump bodies, bioturbations are mainly in higher parts of the formation.

The basement of the Liptovská Lúžna Formation consists of crystalline rocks. On the locality Liptovská Lúžna was found the pre-Triassic weathering crust. Transition into the overlying formation is indicated by material change. On the basis of lithologic-petrographic criteria the formation may be divided into three members differing in grain size of psammitic sediments, petrographic composition of psammitic rocks and in colour of sediments. Petrographic character of the sediments is most significant. No direct contact with the overlier was revealed; there is a waste weathering cover over the third member everywhere.

The mode of occurrence, thickness of formation, great areal extent, mineralogic-petrographic and lithologic characteristics of sediments of the Liptovská Lúžna Formation are indicative of subaqueous environment of its origin. The sediments formed most likely in a shallow-sea, beach environment or in the environment of barrier islands, under the influence of rivers emptying in the sea basin. Local conglomerate occurrences in the lower part of the formation may be interpreted as an eventual fluvial episode and the third member of the formation resembles shelf sediments.

Explanations of Text-figs

Fig. 1 Relation of Feldspar Content to Quartz Content, Malý Kriváň. 1 – quartose sandstone, 2 – arcose sandstone, 3 – graywacke, subgraywacke, 4 – arcose

Fig. 2 Relation of Matrix Content to Quartz Content, Malý Kriváň. 1 – quartose sandstone, 2 – arcose sandstone, 3 – graywacke, subgraywacke, 4 – arcose

Fig. 3 Relation of Carbonate Content to Quartz Content, Malý Kriváň. 1 – arcose sandstone, 2 – graywacke and subgraywacke, 3 – arcose

Fig. 4 Changes in Content of Quartz Grains in Schematic Profiles Lipt. Lúžna, Malý Kriváň, Donovaly. 1 – quartz from crystalline schists, 2 – quartz from massive plutonic rocks, 3 – quartz from gneisses, 4 – monocrystalline quartz

Fig. 5 Relation of Al_2O_3 Content to SiO_2 Content. 1 – Smrekovec, 2 – Šúrovská dolina, 3 – Malý Kriváň, 4 – Donovaly, 5 – Vysoké Tatry, 6 – Malé Karpaty

Fig. 6 Relation of K_2O Content to SiO_2 Content. 1 – Smrekovec, 2 – Šúrovská dolina, 3 – Malý Kriváň, 4 – Donovaly, 5 – Vysoké Tatry, 6 – Malé Karpaty

Fig. 7 Changes in Content of Some Oxides in Schematic Profile Donovaly

Fig. 8 Changes in Contents of Some Elements in Schematic Profile Donovaly

Fig. 9 Histograms of Size of Pebbles from Conglomerates, Malé Karpaty Mts. a – Devín, b – Jelenec, c – Biele skaly, d – Klokočina, e – Medvedie skaly, f – Medvedie skaly

Fig. 10 Rhythmograms of Bed Thickness. 1 – Malý Kriváň, 2 – Liptovská Lúžna, 3 – Donovaly

Fig. 11 Composition Rhythmograms. 1 – Malý Kriváň, 2 – Lipt. Lúžna, 3 – Donovaly, k – quartz, kp – quartose sandstone, ap – arcose sandstone, dp – subgraywacke, d – graywacke, a – arcose

Explanations of Plates XLVII – LIX

Plate XLVII

Fig. 1 Monocrystalline or Partly Undulatory Quartz Grain with included small Feldspar Grain. Lipt. Lúžna, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Martančík

Fig. 2 Monocrystalline Quartz with Several Generations of Oriented Growth. Malý Kriváň, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Fig. 3 Monocrystalline Grain with Pressure Wrinkles Passing Into Adjacent Grain. On boundaries of both grains are matrix coatings. Devín, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Mastihuba

Fig. 4 Monocrystalline Quartz Grain with Mineral Inclusions. Liptovská Lúžna, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Martančík

Plate XLVIII

Fig. 1 Coarse-Polycrystalline Grain, Partly Undulatory, from Granites. Malý Kriváň, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Fig. 2 Large Fine-Polycrystalline Grain, with Oriented Crystals, from Gneisses. Donovaly, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Fig. 3 Polycrystalline Bimodal Grain with Markedly Oriented Crystals, from Schists. Donovaly, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Fig. 4 Polycrystalline Quartz with Bimodal Oriented Crystals from Schists. Tichá dolina, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Mastihuba

Plate XLIX

Fig. 1 Monocrystalline Quartz Grain With Embayment of Aphanitic Matter from Effusive Rocks. Liptovská Lúžna, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Martančík

Fig. 2 Monocrystalline Effusive Quartz. Lipt. Lúžna, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Fig. 3 Monocrystalline Quartz of Bipyramidal habit with Inclusions, from Effusive Rocks. Smrekovec, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková.

Fig. 4 "Comb-like" Vein Quartz of from Quartz Veinlet in Lower Triassic Sandstone. Lipt. Lúžna, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Martančík

Plate L

Fig. 1 Vein Quartz-Chalcedony. Lipt. Lúžna, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Martančík

Fig. 2 Monocrystalline Undulate Quartz with Pressure Wrinkles, Distinct Discontinuity Zones and Small New-Formed Crystals. Bystrá dolina, road to Srdiečko, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Fig. 3 Cataclastic Monocrystalline Undulate Grain. Donovaly, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Fig. 4 Monocrystalline Undulate Quartz with Distinct Discontinuity Zones. Lipt. Lúžna, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Martančík

Plate LI

Fig. 1 Monocrystalline Undulate Quartz with Extinction Zones. Tichá dolina, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Mastihuba

Fig. 2 Microcline. Donovaly, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Fig. 3 Sericitized Feldspar. Donovaly, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Fig. 4 Sericitized Feldspar with Oriented Growth. Malý Kriváň, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Plate LII

Fig. 1 K-Feldspar Healed by Quartz. Liptovská Lúžna, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Fig. 2 Growth on Feldspar Grain. Lipt. Lúžna, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Martančík

Fig. 3 Feldspar with Growth. Smrekovec, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Fig. 4 Growth on Well Rounded Feldspar Grain. Smrekovec, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Plate LIII

Fig. 1 Quartz Grain Intergrowth with Feldspar. Malý Kriváň, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Fig. 2 Chert Grain Suppressed by Carbonates. Malý Kriváň, x nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Fig. 3 Ferruginous Cement Lipt. Lúžna. II nicols, magn. 43 x. Photographed by Martančík

Fig. 4 Pyrite and Zircon Grains Forming Lamination. Hronec, II nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Plate LIV

Fig. 1 Tourmaline, Well Rounded Grain. Smrekovec, X nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Fig. 2 Claystone Clasts in Fine-Grained Sandstone and Siltstone. Donovaly, II nicols, magn. 43 x. Photographed by Michalíková

Fig. 3 Lower Surface of Conglomerate Bed. Malé Karpaty, Mts. Medvedie skaly.

Fig. 4 Conglomerate with Angular Quartz Pebbles and Violet Claystone Clasts. Osrblie, Photographed by Beneš

Plate LV

Fig. 1 Feldspar Pebbles in Conglomerates Forming Belt, Structure of Bed is Trangoška Ordered

Fig. 2 Coarse-Grained, Cross-Bedded Quartz Sandstone. Lúčna dolina, Photographed by Beneš

Fig. 3 Violet Claystone Clast. Lipt. Lúžna

Fig. 4 Cross-Bedding, Medvedie skaly

Plate LVI

Fig. 1 Cross-Bedding, Medvedie skaly

Fig. 2 Cross-Bedding, Lipt. Lúžna

Fig. 3 Cross-Bedding, Lúčna dolina

Fig. 4 Cross-Bedding of Great Size. Čierny Váh, dolina Ipoltica

Plate LVII

Fig. 1 Erosion Channel. Donovaly

Fig. 2 Slump Body with Lamination and Cross-Bedding. In lower part (on the right side above white pebble) is seen cutting-off of fine-grained laminated bed. Fine-grained laminate sediments is submerged in underlying, non-laminated coarse-grained sediment with disseminated pebbles. Medvedie skaly

Fig. 3 Slump Body with Claystone Clasts, Laminated Claystone Beds and Shreds of Beds of Psammite Sediments. Donovaly

Fig. 4 Crawling Traces of Organisms. Lipt. Lúžna; photographed by Michalíková

Plate LVIII

Fig. 1 Bioturbations, Filled Boring Channels. Lipt. Lúžna, photographed by Michalíková

Fig. 2 Imprint Traces Filled with Violet Claystone. Lúčna dolina.

Fig. 3 Bed of Coarse-Grained Quartzose Sandstone with Vague Cross-Bedding. Its upper part is eroded by current from which fine-grained cross-bedded layer had been deposited. Lúčna dolina; boulder in debris

Plate LIX

Fig. 1 Lamination Caused by Alternation of Grain Size and Change in Colour. Upward Change of Parallel Lamination to cross one. Lúčna dolina, photographed by Martančík.

Fig. 2 Bioturbations in Profile of Laminated, Cross-Bedded Fine-Grained Sediment. Lúčna dolina; photographed by Martančík

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XLVII – LIX

Tab. XLVII

Obr. 1 Kremenné monokryštalické slabo undulózne zrno s uzavretým malým zrnkom živca. Lipt. Lúžna, x nikoly, zv. 43. Foto Martančík.

Obr. 2 Monokryštalický kremeň s niekoľkými generáciami orientovaného dorastania. Malý Kriváň, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Obr. 3 Monokryštalické zrno s tlakovými vráskami, ktoré prechádzajú do susedného zrna. Na okrajoch oboch zrn vidno povlaky základnej hmoty. Devín, x nikoly, zv. 43 x. Foto Mastihuba.

Obr. 4 Monokryštalické kremenné zrno s minerálnymi uzavreninami. Lipt. Lúžna, x nikoly, zv. 43 x. Foto Martančík.

Tab. XLVIII

Obr. 1 Hrubopolykryštalické zrno zo žúl mierne undulózne. Malý Kriváň, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Obr. 2 Veľké drobnopolykryštalické zrno, kryštály usmernené, z rúl. Donovaly, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Obr. 3 Polykryštalické bimodálne zrno so silným usmernením kryštálov, z kryštalických bridlic. Donovaly, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Obr. 4 Polykryštalický kremeň s bimodálnymi usmernenými kryštálmi z kryštalických bridlic. Tichá dolina, x nikoly, zv. 43 x. Foto Mastihuba.

Tab. XLIX

Obr. 1 Monokryštalické kremenné zrno so zálivom afanitickej hmoty z efuzívnych hornín. Lipt. Lúžna, x nikoly, zv. 43 x. Foto Martančík.

Obr. 2 Monokryštalický efuzívny kremeň. Lipt. Lúžna, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Obr. 3 Monokryštalický kremeň bipyramidálneho habitu s uzavreninami, z efuzívnych hornín. Smrekovec, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Obr. 4 Žilný kremeň „hrebeňovitého“ vzhľadu z kremennej žilky v spodnotriasovom pieskovci. Lipt. Lúžna, x nikoly, zv. 43 x. Foto Martančík.

Tab. L

Obr. 1 Žilný kremeň – chalcedón. Lipt. Lúžna, x nikoly, zv. 43 x. Foto Martančík.

Obr. 2 Monokryštalický undulózný kremeň s tlakovými vráskami, viditeľnými zónami diskontinuity a drobnými novovzniknutými kryštálkami. Bystrá dolina, cesta na Srdiečko, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Obr. 3 Kataklastické monokryštalické undulózne zrno. Donovaly, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Obr. 4 Monokryštalický undulózny kremeň s výraznými zónami diskontinuity. Lipt. Lúžna, x nikoly, zv. 43 x. Foto Martančík.

Tab. LI

Obr. 1 Monokryštalický undulózny kremeň so zónami zhášania. Tichá dolina, x nikoly, zv. 43 x. Foto Mastihuba.

Obr. 1. Mikrokľín. Donovaly, x nikoly, zv. 43 x. foto Michalíková.

Obr. 3. Sericitizovaný živec. Donovaly, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Obr. 4. Sericitizovaný živec s orientovaným dorastaním. Malý Kriváň, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Tab. LII

Obr. 1 Draselný živec vyhojený kremeňom. Lipt. Lúžna, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Obr. 2 Dorastanie na živcovom zrne. Lipt. Lúžna, x nikoly, zv. 43 x. Foto Martančík.

Obr. 3 Živec s dorastaním. Smrekovec, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Obr. 4 Dorastanie na dobre opracovanom živcovom zrne. Smrekovec, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Tab. LIII

Obr. 1 Kremenné zrno prerastené živcom. Malý Kriváň, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Obr. 2 Zatláčanie rohovcového zrna karbonátmi. Malý Kriváň, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Obr. 3 Železitý tmel. Lipt. Lúžna, x nikoly, zv. 43 x. Foto Martančík.

Obr. 4 Zrnká pyritu a zirkónu tvoriace lamináciu. Hronec, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Tab. LIV

Obr. 1 Turmalín, dobre opracované zrno. Smrekovec, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Obr. 2 Závalky ílovca v jemnozrnnom pieskovci až siltovci. Donovaly, x nikoly, zv. 43 x. Foto Michalíková.

Obr. 3 Spodná plocha zlepencovej vrstvy. Malé Karpaty, Medvedie skaly.

Obr. 4 Zlepenec s angulárnymi valúnmi kremeňa a závalkami fialových ílovcov. Osrbľie, foto Beneš.

Tab. LV

Obr. 1 Valúny živcov v zlepenci, živcové valúny tvoria pruh, stavba vrstvy je usporiadaná. Trangoška.

Obr. 2 Hruobozrnný šikmo zvrstvený kremenný pieskovec. Lúčna dolina, foto Beneš.

Obr. 3 Závalok fialového ílovca. Lipt. Lúžna.

Obr. 4 Šikmé zvrstvenie, Medvedie skaly.

Tab. LVI

Obr. 1 Šikmé zvrstvenie, Medvedie skaly.

Obr. 2 Šikmé zvrstvenie, Lipt. Lúžna.

Obr. 3 Šikmé zvrstvenie, Lúčna dolina.

Obr. 4 Šikmé zvrstvenie veľkých rozmerov. Čierny Váh, dolina Ipolitca.

Tab. LVII

Obr. 1 Erozívny kanál, Donovaly.

Obr. 2 Sklzové teleso s lamináciou a šikmým zvrstvením. V spodnej časti (vpravo nad bielym valúnikom) vidno odseknutie jemnozrnej laminovanej vrstvičky. Jemnozrnný laminovaný sediment je vnorený do podložného nelaminovaného hrubozrnného sedimentu so vtrúsenými valúnikmi. Medvedie skaly.

Obr. 3 Sklzové teleso so závalkami ílovcov, laminovanými ílovcovými vrstvičkami a útržkami vrstiev psamitických sedimentov. Donovaly.

Obr. 4 Stopy po lezení organizmov. Lipt. Lúžna, foto Michalíková.

Tab. LVIII

Obr. 1 Bioturbácie, vyplnené kanáliky po vŕtaní. Lipt. Lúžna, foto Michalíková.

Obr. 2 Stopy po vtlačaní vyplnené fialovým ílovcom. Lúčna dolina.

Obr. 3 Vrstva hrubozrnného kremenného pieskovca s nezreteľným šikmým zvrstvením má vrchnú časť oderodovanú prúdom, z ktorého sa usadila jemnozrnná šikmozvrstvená vrstva. Lúčna dolina, balvan v suti.

Tab. LIX

Obr. 1 Laminácia spôsobená striedaním zrnitosti a zmenou sfarbenia. Smerom hore paralelná laminácia sa mení na šikmú. Lúčna dolina, foto Martančík.

Obr. 2 Bioturbácie v reze vrstvou laminovaného, v strednej časti šikmo zvrstveného jemnozrnného sedimentu. Lúčna dolina, foto Martančík.

Ján Ilavský – Gejza Kupčo – Paulína Snopková

Lydity gelnickej skupiny okolia Smolníka (východná časť Slovenského rudohoria, Západné Karpaty)

10 obr., 7 fotogr. tab. (LX–LXVI), 2 príl., anglické resumé

Abstract. Lydites of the Gelnica Group in the surroundings of Smolník are rocks of the silicite type with high SiO₂ content (96 % in average, fluctuating from 92 to 98 %) and lower contents of TiO₂, MnO, P₂O₅, CaO, MgO, Na₂O. They contain increased contents of Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, S and metal elements Cu, Pb, Zn, a.o.

Lydites occur in layers of dark graphite phyllites in the form of many layers, ranging in thickness from dm to several m. Their textures and structures prove their sedimentary and chemogenic origin. Petrographic analyses show rather monotonous composition comprising quartz, pyrite, graphite, sericite, chlorite. Anatase, rutile, tourmaline, carbonates of siderite-ankerite type are accessory minerals. Some of these minerals are present in lydites in several generations.

Lydites contained many fossils of the types of spores, acritarchs and radiolarians, indicating the Uppermost Silurian to Lower Devonian stratigraphic range of the rocks denoted as the Drnava Formation. The Lower Devonian fossils are most frequent.

According to trace elements contents in lydites the Si origin and the presence of other elements were influenced by basic and acid volcanism, by high temperatures of post volcanic processes, by sedimentogenic processes in reducing environment, and by processes of adsorption in stages of diagenesis and epigenesis of lydites.

Because of high SiO₂ contents the rocks might be used as raw materials in the production of dinas or other silicate materials. Lydites could perhaps also be partly used as decoration stones in the production of small decorative objects.

Úvod

Lyditovým horninám v Spišsko-gemerskom rudohorí (východná časť Slovenského rudohoria sensu E. MAZÚR–M. LUKNIŠ 1980) sa venovala dosiaľ len veľmi malá pozornosť. Ak odhliadneme od stručných zmienok o ich geológii a petrografii (J. ŠUFF 1932, 1933, J. ŠUFF–M. KOLEK 1949, O. FUSAN–M. MAŠKA 1956, L. SNOPKO 1967 atď.) podrobnejšími prácami o chemizme a stopových prvkoch boli publikácie G. KUPČU (1965) a M. IVANOVA–G. KUPČU (1969).

Keďže ide o horniny s vysokými obsahmi SiO₂ a na Slovensku sa vybuvovali v posledných desaťročiach moderné závody na výrobu dinasu a skla, je treba uvažovať do budúcnosti o možnostiach využívať v tomto smere aj iné zdroje ako tradične využívané limnokvarcity, alebo žilný kremeň.

RNDr. J. Ilavský, DrSc., RNDr. G. Kupčo, CSc., RNDr. P. Snopková, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Problematike využívania rôznych silicítov na výrobu dinasu a iných izolačných a ohňovzdorných hmôt sa venuje v posledných desaťročiach u nás i vo svete veľká pozornosť, preto i cieľom nášho príspevku je podnietiť naše prieskumné, technologické a výrobné ustanovizne k tomu, aby využívali na tento účel aj lydity. Touto otázkou sa už v päťdesiatych rokoch zaoberali niektoré pracoviská v Čechách (R. BARTA et al. 1949, R. BARTA et al. 1952, 1954a, b) a ukázali na možnosti využitia spomínaných surovín na výrobu dinasu. V súvislosti s tým sa skúmali aj viaceré teoretické otázky vzniku silicítov, hlavne ich genéza a pôvod kremíka.

Keďže lydity v gelnickej skupine predstavujú typ horniny, ktorá sa tu vyskytuje v značnom regionálnom meradle, podrobili sme detailnejšiemu výskumu lydity drnavského súvrstvia z oblasti lokality Smolník. Hoci sú množstvá lyditov na lokalite Smolník nie práve najvhodnejšie na ťažbu, geologická problematika týchto hornín v celej gelnickej skupine je všade rovnaká a výsledky tohto štúdia sú aplikovateľné na všetky lokality lyditov vo vlachovskom súvrství i v súvrství Bystrého potoka.

Vzhľadom na to, že sa v minulosti lyditom gelnickej skupiny venovala len veľmi malá pozornosť (s výnimkou ich chemizmu – G. KUPČO 1965), zaoberáme sa v tomto príspevku podrobnejšie ich geológiou, petrografickým zložením, mikropaleontologickým štúdiom, chemizmom makrokomponentov a stopovými prvkami. Takéto údaje môžu byť vhodnými podkladmi na ocenenie ich vyhľadávacích kritérií a na posúdenie technologickej vhodnosti ich využitia na výrobu dinasu alebo v sklárstve, prípadne i vo sfére dekoračných a ozdobných kameňov.

Príspevok bol vypracovaný v rámci štúdií autorského kolektívu Geologického ústavu Dionýza Štúra na základe geologických a petrografických výskumov J. ILAVSKÉHO, mikropaleontologických rozborov P. SNOPKOVEJ a štúdií chemického zloženia makro- a mikrokomponentov, ktoré robil G. KUPČO.

Prehľad preskúmanosti a staršej literatúry

Lydity ako horniny boli po prvýkrát uvedené v geologickej literatúre zo Spišsko-gemerského rudohoria J. ŠUFOM (1932), a to z oblasti Lucia-bane a Smolníka. Zistil ich ako slabé polohy v sérii tmavých, grafitických fylitov v komplexe, ktorý nazýval „Sandesteinserie“. Táto séria zodpovedá v dnešnom poňatí gelnickej skupine. J. ŠUF (l. c.) podrobil tieto horniny aj orientačnému petrografickému výskumu a konštatoval v nich prítomnosť mikrofosílií typu rádiolárií.

V neskorších rokoch zistil tento autor lyditové horniny aj v oblasti Železníka a Dobšinej (J. ŠUF 1933, J. ŠUF–F. ULRICH 1933), ako aj v oblasti juhovýchodných svahov Volovca v priestore Betliara a Rožňavy (J. ŠUF–J. KOLEK 1949).

Rozsiahle regionálne geologické mapovanie oblastí gemerika v rokoch päťdesiatych umožnilo O. FUSÁNOVI a M. MAŠKVI (1956) zhrnúť poznatky o priestorovom rozšírení lyditov. Uvádzajú všetky lokality lyditových hornín, udávajú približne ich geologickú pozíciu, rozsahy, hrúbky, ako aj typy geologických a litologických profilov tzv. „gotlandu“, v ktorom lydity vystupujú. O. FUSÁN (1960) podal potom súhrn a zovšeobecnenie geologických poznatkov o gelnickej skupine a lyditoch v rámci záverov prvej etapy podrobného geologického mapovania tejto oblasti.

V druhej etape podrobného geologického mapovania v rokoch 1960–1975 sa štúdiu lyditov venovalo viac pozornosti, a to najmä ich geochemickému charakteru (G. KUPČO 1965, M. IVANOV–G. KUPČO 1960), mikroskopickému štúdiu (L. SNOPKO 1967, M. HARMAN–L. SNOPKO 1975, L. SNOPKO–A. VOZÁROVA 1981), ako aj ich mikropaleontologickému výskumu (P. SNOPKOVÁ 1962, O. ČORNÁ 1972a, 1972b).

Výskyty lyditov okolia Smolníka podrobnejšie kartograficky vymedzil J. ILAVSKÝ (1956, 1959, 1964) a jeho výsledky používame v tejto práci ako podkladový materiál.

V súčasnej etape sa pristúpilo ku komplexnému spracovaniu lyditov po stránke geologickej, petrografickej, chemickej, geochemickej aj mikropaleontologickej. To umožnilo zhodnotiť tieto horniny nielen zo stanoviska teoretického, ale i praktického.

Po stránke teoretickej je dôležité zhodnotiť význam lyditov preto, že ide o fosilifernú horninu gelnickej skupiny. Na tomto základe bola dosiaľ podrobnejšie rozpracovaná jej stratigrafia (P. SNOPKOVÁ–L. SNOPKO 1979). Celkove rozšírenie lyditov v gelnickej skupine ukazuje ich vystupovanie vo viacerých horizontoch tmavých fylitov, ako sú: vlachovské súvrstvie, súvrstvie Bystrého potoka, drnavské súvrstvie (pozri Geol. mapa SGR, Š. BAJANÍK et al. 1979). Mikropaleontologický výskum, ktorý sa doteraz urobil, ukázal od severných pruhov tmavých fylitov smerom k juhu postupné omladzovanie od vrchného kambria cez ordovik, silúr až po spodný devón.

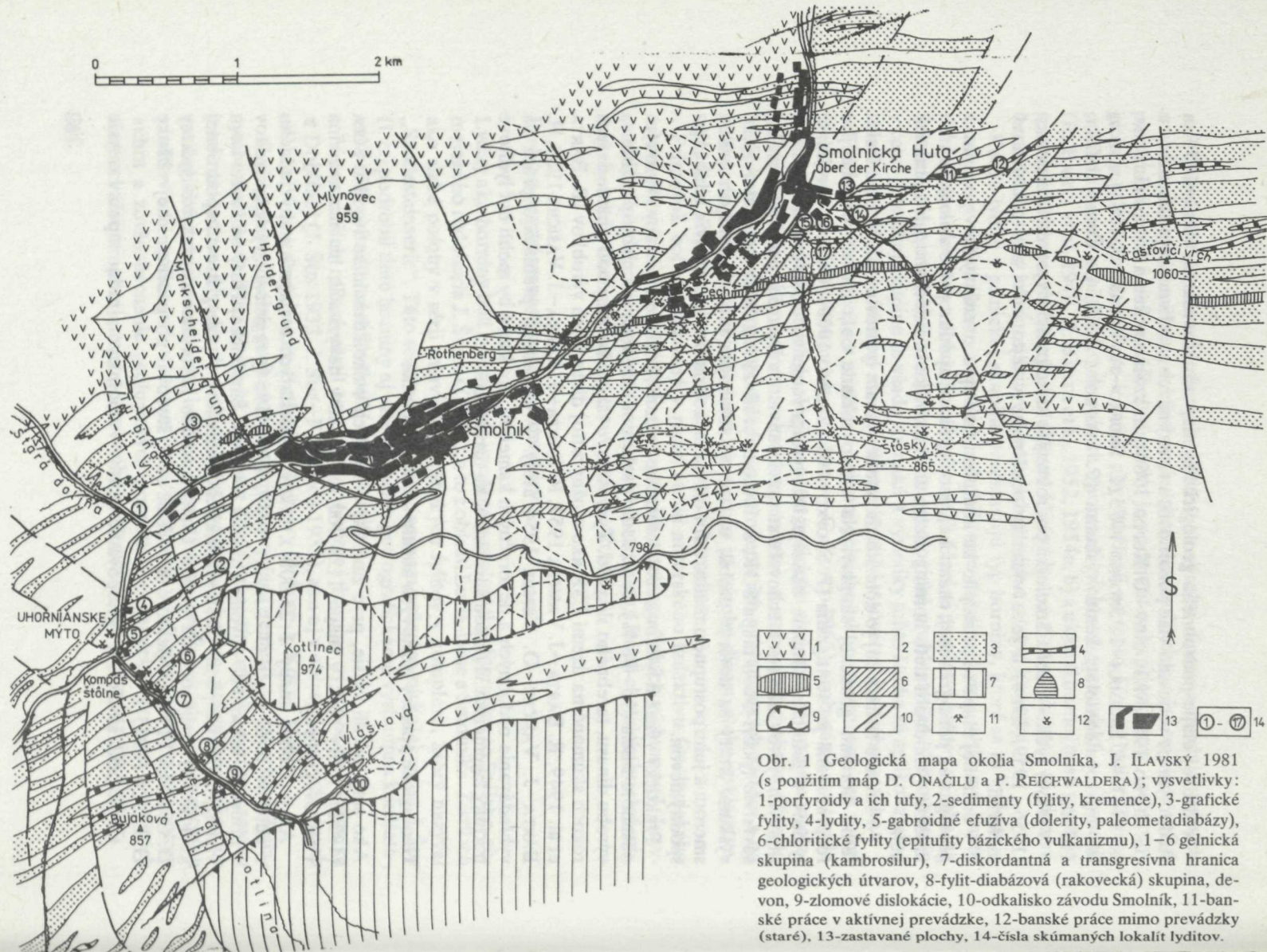
Praktický význam lyditov nebol doteraz hodnotený, hoci ide o horniny s vysokým obsahom silícia (95–98 %), čo už samo osebe poukazuje na ich možné použitie na výrobu dinasu, farebného skla atď. Tým viac, že takéto horniny boli v päťdesiatych rokoch skúmané na území ČSR ako možný zdroj dinasových výrobkov (R. BARTA et al. 1949, R. BARTA–J. VAŠÍČEK 1952, R. BARTA–J. KONTA–J. VAŠÍČEK 1954, R. BARTA–J. VAŠÍČEK–O. VEPŠEK 1954 atď.). V súčasnosti prebiehajú práce na vyhľadávanie ozdobných a dekoračných kameňov, pre ktoré by mohli byť lyditové horniny z gemerika vhodnou surovinou, na území SSR.

Geologické pomery lyditových hornín okolia Smolníka

Ako sme uviedli vyššie, prvé zmienky o lyditoch v okolí Smolníka sú od J. ŠUFA (1932), ktorý však v mape 1:25 000 ich lokality nevyznačil, len ich spomína v textovej správe.

Až podrobné mapy 1:25 000 z rokov päťdesiatych a najmä mapy jedného z autorov tejto práce (J. ILAVSKÝ 1956, 1959, 1964) registrujú výskyty lyditov v priestore ťažobného závodu Smolník a v okolí Smolníckej Huty na Lastovičom vrchu. Novšie v západnej časti smolníckeho rudného poľa zaregistroval v podrobnej geologickej mape územia okolia Uhornianskeho Mýta mnoho výskytov lyditov D. ONAČILA (1978). Niektoré z nich už skôr študoval po geochemickej stránke G. KUPČO (1965).

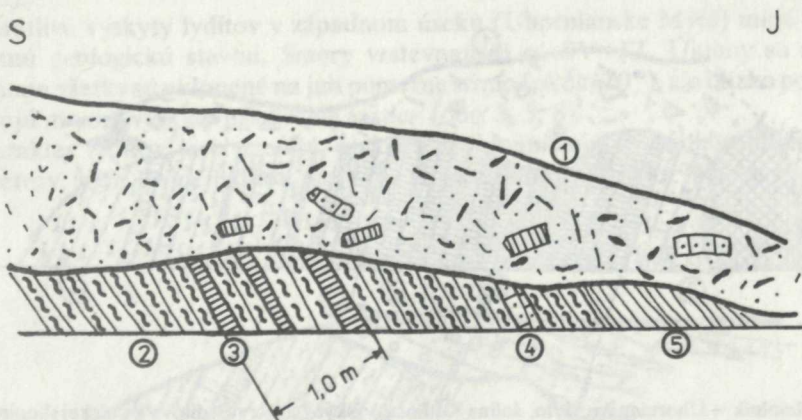
Geologickú situáciu a vystupovanie lyditov v smolníckom rudnom poli v zmysle



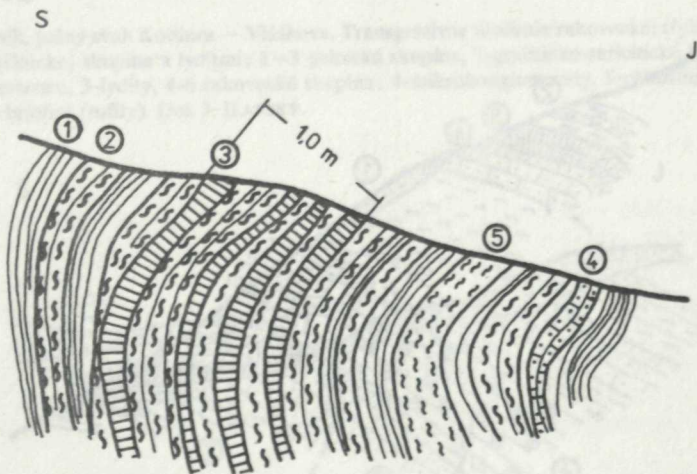
Obr. 1 Geologická mapa okolia Smolníka, J. ILAVSKÝ 1981 (s použitím máp D. ONAČILU a P. REICHWALDERA); vysvetlivky: 1-porfyroidy a ich tufy, 2-sedimenty (fylity, kremence), 3-grafické fylity, 4-lydity, 5-gabroidné efuzíva (dolerity, paleometadiabázy), 6-chloritické fylity (epitufy bázičského vulkanizmu), 6-1-gelnická skupina (kambrosilur), 7-diskordantná a transgresívna hranica geologických útvarov, 8-fylit-diabázová (rakovecká) skupina, devon, 9-zlomové dislokácie, 10-odkalisťo závodu Smolník, 11-banské práce v aktívnej prevádzke, 12-banské práce mimo prevádzky (staré), 13-zastavané plochy, 14-čísla skúmaných lokalít lyditov.

J. ILAVSKÉHO et al. (1977) znázorňuje obrázok 1. Lydity vystupujú v horizontoch zložených z tmavých grafiticko-sericitických fylitov až grafiticko-chloritických fylitov. Tieto predstavujú široký pruh, ktorý prebieha oblúkovite z priestoru Drnavy cez vrch Pipítka smerom k Smolníku a ďalej do priestoru Štósu, Medzeva, Lucia-bane až Rudníka a Popročča. V priestore Uhornianskeho Mýta je šírka tohto pruhu okolo 3 km, kým smerom na východ pri Smolníckej Hute okolo 2 km.

V západnom úseku, okolo Uhornianskeho Mýta, vystupuje približne 15 pruhov lyditových hornín, z ktorých sme 10 podrobili dôkladnému výskumu geologickému,



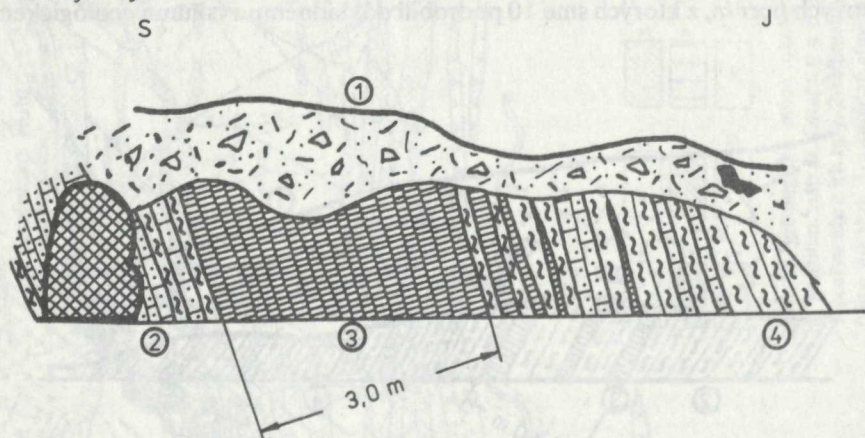
Obr. 2 Smolník – údolie Turbína, výskyt 3, odkryv lyditov v gelnickej skupine; vysvetlivky: 1-hlinistá suť s úlomkami lyditov, kremencov, porfyroidov a pod., 2-grafiticko-sericitické fylity, 3-lydity, 4-tmavé kremence, 5-sericitické fylity. Del. J. ILAVSKÝ.



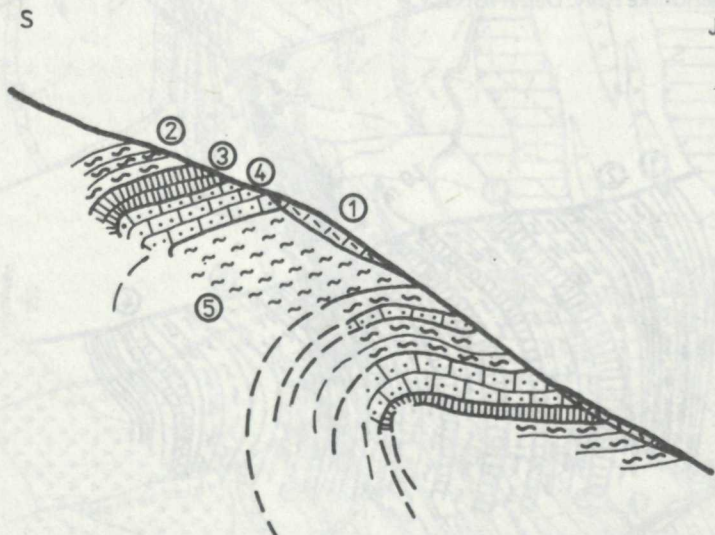
Obr. 3 Smolník – Markscheidergrund, výskyt 3, odkryv lyditov v gelnickej skupine s hákovanim vrstiev; 1-sericitické fylity, 2-grafiticko-sericitické fylity, 3-lydity, 4-tmavé kremence, 5-grafitické fylity. Del. J. ILAVSKÝ.

petrografickému, chemickému, mirkopaleontologickému a geochemickému. Jednotlivé výskyty sú očíslované 1–10 (krúžky na mape). Vo východnom úseku pri Smolníckej Hute je počet lyditových polôh menší (len 6–8).

Geologické pomery ukazujú (obr. 2–8), že všetky lydity ležia v sérii tmavých grafiticko-sericitických alebo grafiticko-chloritických fylitov, ktorá je zložená z opakujúcich sa polôh tmavých grafitických kremencov, epikvarcitov, lyditov, fylitov až sericitických fylitov.



Obr. 4 Smolník – Uhornianske Mýto, dolina Kotlinca, výskyt 7, odkryv lyditov v gelnickej skupine južne od štólne Kompas V; 1-hlinistá suť, 2-tmavé lavičkovité kremence, 3-lydity, 4-grafiticko-sericitické fylity. Del. J. ILAVSKÝ.



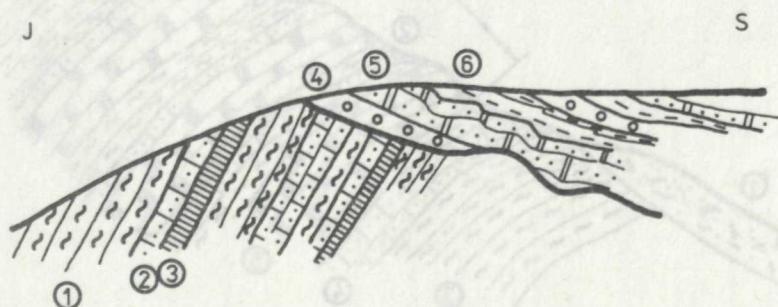
Obr. 5 Smolník – južný svah Kotlinca – Vlášková, výskyt 10, okryvy v gelnickej skupine s fenoménom hákovania vrstiev; 1-hlinistá suť, 2-grafiticko-sericitické fylity, 3-lydity, 4-tmavé kremence, 5-grafitické fylity. Del. J. ILAVSKÝ.

Tento pruh obsahuje tiež lávové prúdy bazických vulkanických hornín, metabazaltov i metaryolitov (J. CHMELÍK—J. ILAVSKÝ 1965, J. ILAVSKÝ—Š. BAJANÍK 1982). V nadloží subakvatických bazických efuzív leží obzor chloritických fylitov (pôvodne tufitov bazického vulkanizmu), na ktoré sa viaže smolnícke stratiformné pyritovo-meďnaté ložisko (J. ILAVSKÝ 1964, 1973, 1982).

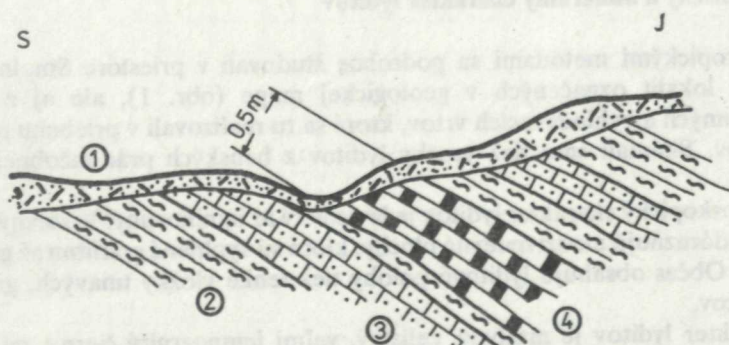
V okrajových častiach pruhu tmavých fylitov sa vyskytujú mocnejšie alebo slabšie polohy metaryolitových tufov a tufitov, ktoré prechádzajú smerom do pruhu tmavých fylitov pozvoľna stenčovaním ich hrúbky a zmenšovaním počtu ich výskytov (obr. 1).

Jednotlivé výskyty lydítov v západnom úseku (Uhornianske Mýto) majú temer jednotnú geologickú stavbu. Smery vrstevnatosti sú SV—JZ. Úklony sú rôzne, v podstate všetky sú uklonené na juh pomerne strmo (okolo 70 °), ale blízko povrchu vykazujú mnohé výskyty hákovanie vrstiev (obr. 3, 5, 8).

Charakter lydítov je lavicovitý, niekedy až laminovaný, s hrúbkou lamín rádu milimetrov, kým lavice lydítov majú 5–10 cm hrúbku. Hrúbka lydítov súvislých



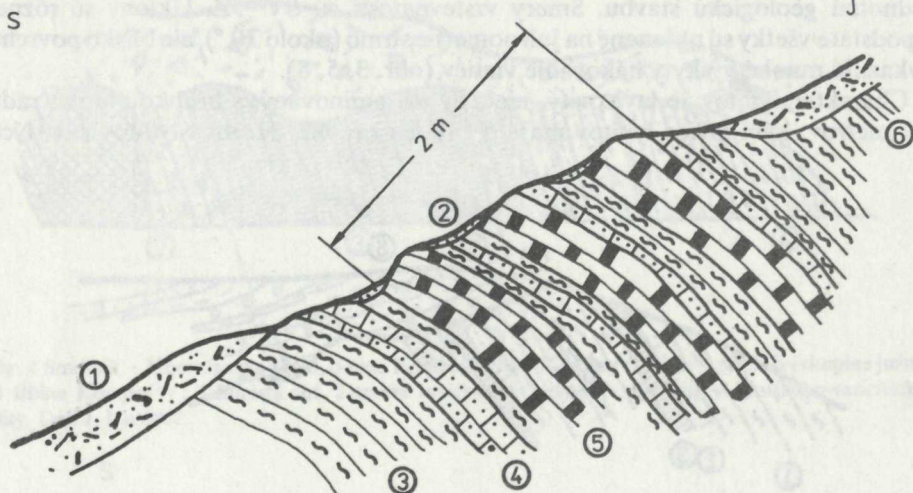
Obr. 6 Smolník, južný svah Kotlina – Vlášková. Transgresívne uloženie rakoveckej (fylit-diabázovej) skupiny na gelnickej skupine s lydítmi; 1–3 gelnickej skupina, 1-grafiticko-sericitické fylity, 2-tmavé grafitické kremence, 3-lydity, 4–6 rakovecká skupina; 4-mikrokonglomeráty, 5-chloritické pieskovce, 6-chloritické bridlice (tufity). Del. J. ILAVSKÝ.



Obr. 7 Smolnícka Huta – Ober der Kirche, výskyt 13, odkryvy lydítov v gelnickej skupine; 1-hlinito-piesčitá suť, 2-grafiticko-sericitické fylity, 3-tmavé grafitické pieskovce, 4-lydity. Del. J. ILAVSKÝ.

polôh býva od 20–30 cm až po niekoľko metrov. V Smolníckej Hute pri odkalisku 2 m. Maximálnu hrúbku 3–5 m majú polohy lydítov v doline Kotlinca v priestore na juh od Uhornianskeho Mýta (obr. 4), ako aj Bujakovej, Barmíny atď.

Smerný rozsah lydítových polôh je obyčajne priamo závislý na hrúbke. Tenké polohy majú smerný rozsah metrový až do desiatok metrov, kým hrubšie polohy dosahujú viac ako stometrové dĺžky. Ako vidno v geologickej mape (obr. 1), v severnej časti sú polohy lydítov tenké a relatívne krátke, kým smerom do stredu pruhu tmavých fylítov lydítové polohy mocnejú na 10–20 metrov a ich dĺžky dosahujú aj 500 m a viac. To je dôležitý poznatok pre perspektívne ocenenie zásob vhodných surovín na praktické využitie.



Obr. 8 Smolnícka Huta – odkalište ťažobného závodu, výskyt 17, odkryvy lydítov v gelnickej skupine; 1-hlinito-piesčitá suť, 2-piesčitá suť až humus, 3-grafiticko-sericitické fylity, tmavé grafitické kremence, 4-tmavé grafitické kremence, 5-lydity, 6-sericitické fylity. Del. J. ILAVSKÝ.

Petrografický a minerálny charakter lydítov

Mikroskopickými metódami sa podrobne študovali v priestore Smolníka nielen lydity z lokalít označených v geologickej mape (obr. 1), ale aj z viacerých prieskumných a vyhľadávacích vrtov, ktoré sa tu realizovali v priebehu posledných 20 rokov. Skúmali sme tiež vzorky lydítov z banských prác ťažobného ložiska Smolník.

Makroskopický charakter lydítov je lavicovitý až laminovaný. Vrstvený charakter lydítov zdôrazňujú medzivrstvené plochy, ktoré sú vyplnené grafitom až grafitickým fylitom. Občas obsahujú lydítové polohy tiež tenké vložky tmavých, grafitických pieskovecov.

Charakter lydítov je masívny, celistvý, veľmi jemnozrnný čierny, na čerstvých lomných plochách má sklovitý lesk. Cez lavice lydítov prebieha občas veľké množstvo tenkých vlásočnicových žiliek sekrečného kremeňa, ktorý je obvykle

hrubozrnitý (tab. LX, obr. 1, 2). Ojedinele bývajú silicity aj bielej farby (napr. na lokalite Karitas, vz. 886-XVI. porub, výbrus 403a).

Mikroskopické štúdium veľkého počtu lyditov z oblasti Smolníka ukazuje ich granoblastické, prípadne mozaikové textúry a štruktúry (tab. LX, obr. 1). Na vrstevných typoch vidno občas javy gradačného zvrstvenia (výbrusy 2490/78a, 2485-v, 2486). Na báze rytmov vidno väčšie zrnká kremeňa (0,5–1 mm), v strede rytmov väčšie (0,1–0,05 mm), vyššie rytmy s grafitom a pyritom, prípadne grafit s limonitom.

Niektoré vrstvičky sú blastopsamitické, pričom sú páskované, čo je zapríčinené rôznou veľkosťou alebo rozličnou hustotou zrn kremeňa, prípadne tiež tým, že sú jednotlivé pružky minerálov jednotne opticky orientované (Sm 1186/K-40, výbr. 2485 a pod.).

Mineralogické zloženie lyditov obsahuje viac generácií kremeňa: kremeň I, kremeň II, kremeň III, ďalej pyrit, grafit I a grafit II, sericit I, sericit II a sericit III, chlorit I, a chlorit II. Akcesorické minerály: zirkón, anatáz, albit, apatit; karbonáty: siderit, ankerit, kalcit, tiež rutil, titánomagnetit, často leukoxenizovaný a turmalín.

Kremeň I býva izometrického tvaru, hexagonálny, ale aj oválny, okrúhly, s veľkosťou 1 mm alebo 0,1–0,5 mm. Býva undulózny, mozaikovitý. Iný typ je jemnozrnitý, s veľkosťami jedincov 0,01–0,05 mm. Tvoria s hrubozrnitejším rytmy a pásiky, prípadne tiež vejárovité útvary, občas konvolútne útvary.

Kremeň II je rekryštalizačný, hrubozrnitý, v agregátoch, zhlukoch a hniezdach. Veľkosť zrn býva 1–2 mm aj viac. Je v základnej hmote nepravidelne rozložený, prípadne aj v paralelných pružkách a vrstvičkách gradačných zvrstvení.

Kremeň III je jasne epigenetický, vyvinutý v priečných žilkách. Tvoria ho väčšie zrná (2–3 mm) a asociujú s ním aj iné, mobilizované minerály alebo metamorfogénne minerály (grafit II, sericit II, chlorit II a pod.).

Pyrit I býva v lyditoch buď v podobe krychle, alebo je framboidálny, t. j. má oválny, okrúhly tvar (M. HARMAN–L. SNOPKO 1975). Občas je zmenený do limonitu, ktorý tvorí po ňom pseudomorfózy. Veľkosti zrn sú 1 mm a viac.

Pyrit II je zriedkavý, a to v priečných, epigenetických žilkách s kremeňom II. Tvoria agregáty nepravidelných tvarov.

Grafit I je popri kremení najhojnejší. Vystupuje v podobe pigmentu, nakopený pozdĺž plôch vrstevnatosti lyditov. Občas sú jeho pružky zvlnené, zvrásnené až budinované, prípadne až roztrhané do vejárovitých alebo chumáčovitých útvarov. Niekedy sa koncentruje len do medzivrstevných plôch, inokedy je difúzny v kremených zrnách, občas lemuje kremenné zrná. Asociuje tiež so sericitom, chloritom a ďalšími minerálmi.

Grafit II tvorí čierne masy v druhotných, epigenetických žilkách mobilizačného charakteru. Ich hrúbky bývajú milimetrové.

Sericit I je relatívne hojný v kremení I a asociuje tiež s grafitom I. Tvoria buď ojedinelé kryštály ihličkovitých tvarov, alebo celé trsy. Bývajú zoradené pozdĺž plôch vrstevnatosti lyditov.

Sericit II je rekryštalizačno-metamorfný. Tvoria väčšie kryštály, ktoré presekávajú sericit I diagonálne, resp. súbežne s plochami kliváže S_2 .

Sericit III býva ešte mladší a presekáva plochy S_2 spôsobom ihličiek, ktoré idú po plochách kliváže S_3 . Je v kremeň I alebo v kremeň II.

Chlorit I tvorí v lyditoch izolované zrná, ihličky, alebo trsy (výbrus 2487/78) hlavne v okrajových častiach lavičiek lydítov.

Chlorit II občas presekáva v podobe väčších ihličiek staršie trsy chloritu I, z ktorého vznikol metamorfnou mobilizáciou. Ich okolím býva obvykle kremeň I alebo kremeň II.

Anatáz je zriedkavý až ojedinelý minerál v lyditoch. Vystupuje v podobe oválnych zrn so silne vystupujúcim reliéfom. Je najmä v kremeň, v blízkosti polôh grafitu, resp. sericitu a chloritu.

Rutil má obdobné vystupovanie ako anatáz. Tvorí kolienkovité kryštály v kremeň. Občas vystupuje spolu s titánomagnetitom.

Turmalín býva tiež len výnimočný, podobne ako apatit. Ide o drobné zrníčka v kremeň v okrajových častiach lydítových lavičiek.

Z karbonátov treba spomenúť siderit I v podobe nepravidelných alebo klencovitých zrn s typickou klencovitou štiepatelnosťou. Jeho zrná sú izolované uprostred lamín kremeňa I. Majú malé rozmery (0,1 mm). Siderit II ide občas s kremeňom III v priečných epigenetických žilkách prebiehajúcich v rôznych smeroch cez lydity.

Ako vidno, petrografické zloženie lydítov je veľmi pestré, hlavne v okrajových častiach lamín, kde sa v hojnej miere uplatňovali klastické, alebo ílovité minerály. Pestré mineralogické zloženie sa odráža aj na ich pestrom chemickom zložení a na obsahoch stopových prvkov.

Treba dodať, že v priečných rezoch jednotlivých výskytov neboli zistené žiadne zákonitosti v rozložení jednotlivých akcesorických minerálov. Rozdiely sú len v intenzite prevrásnenia, porušenosti a množstve priečných, vlásočnicových žilôčok bieleho, druhotného kremeňa.

Tektonické a metamorfnorekryštalizačné javy v lyditoch

Lydity v gelnickej skupine okolia Smolníka ležia v epimetamorfovaných horninových komplexoch, ktoré boli v priebehu geotektonického vývoja v oblasti viackrát prevrásnené a metamorfované (J. ILAVSKÝ 1959, 1964).

Lydítové súvrstvia (obr. 2–8) sú zvrásnené a strmo uklonené. Prevládajú strmé úklony k juhu, okolo $50-70^\circ$, prípadne sú, vplyvom hákovania vrstiev, úklony miernejšie (obr. 3, 5). Zvrásnenie do strmo uklonených vrás sa odohralo ešte pred transgresiou rakoveckej skupiny (obr. 6). Ak predpokladáme, že vek rakoveckej skupiny je vrchnodevónsky, vrásnenie gelnickej skupiny sa odohralo pred usadením sedimentov rakoveckej skupiny, na čo sa poukázalo už viackrát (O. FUSÁN–M. MÁŠKA–V. ZOUBEK 1955, J. ILAVSKÝ 1964).

Druhotné prevrásnenie strmo uložených až vztýčených súvrství gelnickej skupiny, ako aj mierne zvrásnenie rakoveckej (fylitovo-diabázovej) však dokumentujú, že komplexy boli postihnuté mladšími fázami vrásnenia ako je devón, t. j. už fázami varískeho, príp. alpínskeho cyklu.

S uvedenými vrásnivými pohybmi súvisia javy klzných laminačných pohybov pozdĺž plôch kliváže S_1 (napr. výbrus 2485), ako aj viaceré rekryštalizačné generácie

niektorých minerálov lydítov (kremeň I, II, III, sericit I, II, III, chlorit I, II, pyrit I, II, grafit I, II, atď.). Z ich priebehu a priestorového postavenia možno konštatovať, že plochy kliváže S₁, S₂, S₃, S₄ a S₅, ktoré sa od seba uhlove líšia, sa často navzájom presekávajú (J. ILAVSKÝ 1959, 1964 – tab. LX obr. 3). Súbežne s týmito smermi idú mladšie generácie viacerých minerálov, najmä kremeňa, sericitu, chloritu, grafitu, pyritu.

Inými znakmi metamorfnej rekryštalizácie je undulozita zrn kremeňa I, ktorá ukazuje podľa veľkosti uhlov zhášania v zmysle J. CORVALÁNA–S. MEHECH HILLA päť kategórií hodnôt:

- a) E – 33–35°, čo zodpovedá hodnotám karbónu (6 vzoriek),
- b) E – 28°, ktorá zodpovedá hodnotám vrchného permu až spodného triasu (2 vzorky),
- c) E – 20–23°, zodpovedajúce hodnotám jury (6 vzoriek),
- d) E – 15–16°, čo zodpovedá kriede (11 vzoriek),
- e) E – 12–13°, ktoré zodpovedajú miocénu (18 vzoriek).

Treba zdôrazniť, že uvedených päť rôznych hodnôt uhlov zhášania kremeňa súhlasí s piatimi typmi kliváže, čo sme už spomenuli vyššie.

Ďalším znakom metamorfnej rekryštalizácie je jednotná optická orientácia niektorých prúžkov, či vrstvičiek kremeňa v lyditoch. Tieto sú buď paralelné, alebo supraparalelné s vrstevnatosťou horniny.

Javy budináže grafitových vrstvičiek a niektorých kremenných prúžkov základnej hmoty lydítov, ako aj intenzívne prevrásnenie mnohých vlásočnicových žilôčok kremeňa v trhlínkách a puklínkách poukazujú na tektonické postihnutie, pohyby a rekryštalizáciu. S týmito pohybmi súvisí vznik početných puklín a trhlín, ktoré boli sčasti statické bez zjavnejších pohybov, alebo sa na nich odohrali pohyby prešmykového charakteru (výbrusy 2489/78) alebo poklesového typu (výbrusy 2485).

Na mnohých intenzívne ohýbaných laminách lydítov sú pukliny otvorené – nevyplnené, zatiaľ žiadnou pevnou fázou. Vznikli v dôsledku intenzívneho ohybu lavíc lydítov pri ich hákovaní.

Treba zdôrazniť, že lydity predstavujú najkompetentnejší – najtvrdší horninový typ v gelnickej skupine a sú aj najkrehkejším elementom v nej, a preto odzrkadľujú temer všetky fázy pohybov vrásnivých, aj puklinových a zlomových. Preto by sa im mala venovať zo stanoviska dešifrovania vrásnivých a zlomových fenoménov najväčšia pozornosť, o to viac, že gelnická skupina je najstarším biostratigraficky doloženým komplexom gemerika. To môže byť dobrým meradlom pre objasnenie časovej následnosti vrásových a metamorfných procesov.

Paleontologické štúdium lydítov okolia Smolníka

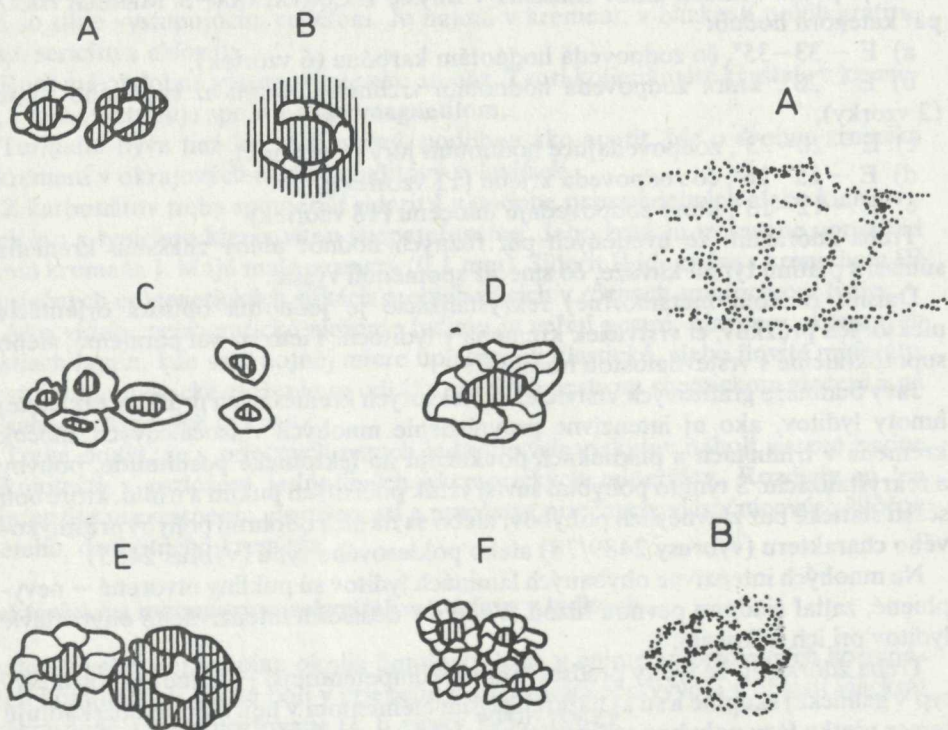
Mikroskopické štúdiá väčšieho množstva lydítov z okolia Smolníka ukázali už dávnejšie prítomnosť fosílií, na čo poukázal po prvýkrát J. ŠUF (1932). Zistil v nich okrúhle a oválne tvary budované kremeňom, ktorých pôvod pripisoval fosilizovaným rádioláriám.

Množstvo takýchto útvarov sme zistili pri petrograficko-mineralogickom štúdiu

výbrusov lyditov. Niektoré typické formy sme znázornili na nákresoch (obr. 9). Ide o útvary oválneho alebo okrúhleho typu v kremenných častiach lyditov.

Ich veľkosti varirujú v rozmediach 0,1–0,5 mm, pričom jednotlivé fosílie vystupujú v hmote lyditu buď izolovane (B, D), alebo v kolóniách typu rádioláriového (A, C, E, F). Ich tvary vystupujú výrazne v základnej mase lyditu najmä pri otáčaní na mikroskopovacom stolíku.

Jadro fosílií zháša opticky jednotne a ich lem – obaly tiež opticky jednotne, a to



Obr. 9 Smolník, prierezy radiolárií (?) vo výbrusoch z lyditov, materiál fosílií a ich okolia:

A-vzorka Sm 1186, výbrus B-2653/62; prierezy 0,5 n/m

B-vzorka Sm 1186, výbrus B-2652/62; prierezy 0,5 n/m

C-vzorka Sm 886, výbrus 403-b; veľkosť kolónie 0,5 n/m, veľkosť jednotlivých fosílií 0,1 n/m (Karitas štôľňa),

D-vzorka Sm 886 (Kritas štôľňa), výbrus 403 a prierez fosílií 0,1 mm,

E-vzorka Sm 1014 (I. ban. obzor-33, výbrus 380/64, kolónia fosílií, priemer 0,5 mm, ľavá v polohe zhášania jadra, pravá v polohe zhášania obalu,

F-vzorka Sm 1123 (vrt G-35, hĺbka 658,5 m). Kolónia fosílií o priemere 0,1 mm, všetky sú v polohe zhášania jadra. Del. J. Ilavský.

Obr. 10 Smolník, prierezy fosílií vo výbrusoch z lyditov, fosilizované grafitickým pigmentom.

A-vzorka Sm 1440 (vrt G-44, hĺbka 501,8 – 502,0 výbrus M-708/64. Fosília o priemere 0,1 mm, bodkovaný raster – grafit; svetlé – kremeň.

B-vzorka 2486/78, kolónia grafitom fosilizovaných jedincov o priemere 0,002 mm; prierez celej kolónie 0,1 mm.

vždy navzájom kontrastne. Tým vyniknú veľmi nápadne zvlášť oválne a okrúhle obaly fosílií.

Spôsob výskytu fosílií ukazuje, že ide najpravdepodobnejšie o rádiolárie.

Druhý typ fosílií, ktorý sme zistili pri mikroskopickom výskume lyditov, reprezentujú útvary fosilizované a pigmentované grafitom (obr. 10). Ide o väčšie oválne alebo okrúhle útvary o veľkosti 0,1 mm (obr. 10a), alebo o kolónie menších okrúhlych tvarov s veľkosťou 0,02 mm (obr. 10b). Vzhľadom na iný typ fosilizačného materiálu (grafit, kremeň) nie je možné rozhodnúť jednoznačne, o aký typ fosílie ide.

Tretí typ fosílií z lyditov gelnickej skupiny gemerika sa zistil v predchádzajúcich rokoch palinologickými prácami P. SNOPKOVEJ (1962, 1979), a O. ČORNEJ (1972a, b). Tomuto typu mikrofosílií sme venovali najväčšiu pozornosť.

Celkove sa odobralo pre palinologický výskum 40 vzoriek, a to z lokalít vyznačených v mape číslami 1–17 (obr. 1), aj z ďalších lokalít, ktoré v mape nie sú označené a očíslované.

Po laboratórnom spracovaní sa ukázalo, že 14 vzoriek je pozitívnych. Vzorky sa spracovali hlavne chemicky, a okrem toho sa urobili z nich tenké výbrusy. Z výbrusového materiálu bolo pozitívnych len 6 vzoriek.

Chemicky spracované vzorky sa podrobili macerácii kyselinou fluorovodíkovou (40 %-ný roztok), a to za studena. Macerácia trvala 10–20 dní. Po macerácii sa vzorky oxidovali Schulzovým roztokom počas 7 až 30 dní. Organické zvyšky, ktoré sa v priebehu uvedeného procesu uvoľnili, ostali i pri tak dlhej dobe oxidácie tmavé, pričom mnohé fosílie sa zachovali len v úlomkoch.

Organické zvyšky sme oddeľovali od anorganických v ťažkej kvapaline $KJ + Cd J_2$ o špecifickej váhe 2,2 až 2,3.

Palinologické zhodnotenie vzoriek

Pri určovaní mikrofosílií sme si všimli najmä ich tvary, veľkosť, u akritarch počet výbežkov, u spór skulptúrne elementy, ktoré môžu byť bodkované, sieťovité, lúčovité, šipovité a pod. Skúmala sa tiež viditeľnosť triletného znaku a zachovanie zóny.

Podľa doterajších skúseností s určovaním mikrofosílií z gelnickej skupiny sme zistili, že aj keď palinomorfy boli tmavé, vždy sa u nich zachoval tvar a vždy sa určitá časť zbavila grafitického povlaku a objavili sa tým skulptúrne elementy, na základe ktorých sme mohli určiť približne druh a typ mikrofosílie.

Podobne ako v priestore Drnavy a vrchu Pipítka, tak aj v priestore Smolníka sme zistili typy akritarch, triletých spór a štruktúrneho kerogénu v zmysle O. ČORNEJ (1976). Štruktúrny kerogén sa zistil najviac vo vzorkách z lokalít 1, 2, 11, 12, 13 (obr. 1). Na lokalitách doliny Kotlina (obr. 1, č. 6–10) a ďalších nečíslovaných sa našlo veľa malých guľovitých foriem o veľkosti 5–10 mikrónov, ktoré boli buď hladké, alebo s jemnými, veľmi malými výbežkami, prípadne len s jedným výbežkom. Niektoré majú v strede jeden alebo dva otvory. Doteraz sa nám nepodarilo zistiť ich príslušnosť.

Z akritarch sa ojedinele vyskytujú typy patriace pravdepodobne rodom *Baltisphaeridium*, *Micrhystridium*, *Veryhachium*, *Cymatiosphaera*, *Brochopsophos-*

phaera a *Dictyopsophosphaera*. Z triletých spór sú ojedinelé apikulátne typy patriace pravdepodobne rodom *Dibolisporites*, *Retusotriletes*, *Dictyotriletes*, *Acanthotriletes*, *Apiculatasporites* a zonotriletné typy: *Synorisporites*, *Samarisporites*, ako aj perizonotriletné: *Perotriletes*.

Vzorky z okolia Smolníckej Huty (lok. č. 11–17; obr. 1)

Spracovalo sa 7 vzoriek, ktorých výsledky uvádzame v prílohe 1. V štyroch vzorkách sa vyskytli ojedinele palinomorfy. Mikrofosílie boli tmavé, ťažko určiteľné. Určili sme ich ako „konfer“ alebo s „otáznikom“.

Početnejšie boli akritarchy, len tri typy bolo možné začleniť k spóram na základe tvaru, skulptúry povrchu a podľa viditeľnosti triletého znaku. Stratigrafické rozšírenie určených palinomorf sme znázornili na prílohe 1.

Z rozšírenia rodov a druhov vidno, že početnejšie sú tie, ktoré majú širšie stratigrafické rozpätie. Ide najmä o druhy charakteristické pre silúr – spodný devón (cf. *Brochopsophosphaera diligens* var. *parva* TSCHIBR., *Veryhachium* cf. *helenae* CRAMER, *Baltisphaeridium*, cf. *astartes* SANNEMAN), ako i pre vrchný silúr až spodný devón (? *Micrhystridium lapellum* ALFRED R. LOEBLICH et al., *Veryhachium* cf. *valientae* CRAMER, cf. *Synorisporites*). Tri druhy sa vyskytujú v spodnom devóne (? *Apiculiretusispora cherata* RICH.–LIST., *Baltisphaeridium*, *guillermi* CRAMER, *Acanthotriletes parvispinosus* NAUM. var. *rotundus* TSCHIBR.). Tri ďalšie druhy majú široké stratigrafické rozpätie – ordovik až devón (? *Micrhystridium campoae* STOCK, et WILL.) alebo vrchný ordovik až spodný devón (*Baltisphaeridium paraguaferum* CRAM.).

Stratigrafické rozpätie rodov a druhov uvádzame podľa F. H. CRAMERA (1964, 1970), F. MARTINA (1968), A. MOREAU-BENOITOVEJ (1966, 1974, 1976, 1980), E. V. TSCHIBRIKOVEJ (1972, 1977), D. C. MCGREGORA (1961, 1973, 1977), D. C. MCGREGORA–B. OWENSA (1966), J. B. RICHARDSONA–T. R. LISTERA (1969), J. B. RICHARDSONA (1960, 1965, 1967, 1969) a E. P. LANNINGERA (1968).

Pre určenie veku majú rozhodujúci význam najmladšie formy a tie, ktoré majú užší stratigrafický diapazón. Podľa prílohy 1 sú rozhodujúce druhy typické pre vrchný silúr až spodný devón (? *Micrhystridium lapellum* ALFRED R. LOEBLICH et al., cf. *Veryhachium valientae* CRAMER a cf. *Synorisporites*), ako aj spodný devón (? *Apiculiretusispora cherata* RICH.–LIST., ? *Baltisphaeridium guillermi* CRAMER a *Acanthotriletes parvispinosus* var. – *rotundus* TSCHIBR.).

Podľa histogramu početnosti palinomorf najpočetnejšie sú v spodnej časti spodného devónu.

Vzorky z lokality Beckenhöhe (obr. 1, lok. č. 2–4)

Z tejto lokality sa spracovali celkovo tri vzorky. Dve z nich mali podobné mikrofosílie ako z lokality 11–17. Početnejšie boli spóry, menej bolo akritarch.

Príloha 1 ukazuje, že väčšina druhov spór sa sústreďuje do spodného devónu. Iba druh ? *Baltisphaeridium oligofurcatum* EISENACK sa vyskytuje v strednom

a vrchnom silúre. Zo spór majú širšie stratigrafické rozšírenie v silúre a devóne druhy ? *Punctatisporites solidus* NAUM. a rod cf. *Retusotriletes*.

V spodnej časti spodného devónu (gedin-siegen) sa vyskytuje druh ? *Perotriletes microbaculatus* EISENACK (J. B. RICHARDSON-V. R. LISTER 1969). Podľa D. C. MCGREGORA (1973) a E. P. LANNINGERA (1968) sú charakteristické pre vrchnejšiu časť spodného devónu (ems) nasledovné druhy: *Dibolisporites quebecensis* MCGREGOR a *Verrucosiporites* cf. *polygonalis* LANN. Uvedené druhy sme zistili aj na lokalitách Uhornianskeho Mýta a Drnavy (P. SNOPKOVÁ 1979). Ostatné druhy majú širší stratigrafický rozsah. Typické sú pre spodný a stredný devón (? *Apiculatisporites perpusillus* NAUM.) MCGREGOR, *Samarisporites* (siegen-eifel), *Endosporites* cf. *biornatus* LANN., cf. *Retusotriletes insperatus* var. *gracilis* TSCHIBR., ako aj pre spodný až vrchný devón (cf. *Emphanisporites*).

Histogram početnosti palinomorf ukazuje najväčšie koncentrácie v emse (10) a v siegene (8). Z toho vyplýva, že vek lyditov z lokality Beckenhöhe je spodno-devónsky, možno siegen-ems (príl. 1).

Vzorky z *Markscheidergrundu* (obr. 1, lok. č. 3)

Z tejto lokality sa spracovali 4 vzorky z viacerých lamín lyditov (obr. 3). Tri vzorky z nich mali len ojedinelé výskyty palinomorf, ktoré boli zle zachované, veľmi tmavé a ťažko určiteľné. Iba jedna vzorka bola bohatšia na fosílie (Sm. 1998/78). Sú v nej hojné palinomorfy so širším stratigrafickým rozpätím, a to typy ordovicko-stredno-devónske (*Cymatiosphaera* cf. *pavimenta* DEF.) ako aj silúr-spodnodevónske (*Dictyosphaera polygonia* STAPL-TSCHIBR.) a stredného silúru až vrchného devónu (cf. *Retusotriletes*).

Pre vekové zaradenie lyditov tejto lokality majú však význam palinomorfy s užším stratigrafickým diapazónom. Ide najmä o druhy spodnodevónske (cf. *Synorisporites downtonensis* RICH.-LIST., *Acanthotriletes* aff. *denticulatus* NAUM., *Retusotriletes subgiberosus* NAUM. - spodný devón - eifel). Histogram početnosti ukazuje tiež najväčšiu početnosť palinomorf v spodnom devóne (príl. 1).

Vzorky z okolia štôl *Kompas I-II-III* (obr. 1, lok. č. 5-6)

Z týchto lokalít sa odobrali len dve vzorky, ktoré obsahujú palinomorfy. Našli sa tu formy spodnodevónske (*Perotriletes microbaculatus* var. *attenuatus* RICH.-LIST., *Apiculatisporites globulus* BUTT. WILL.), potom formy spodného až stredného devónu (*Dictyotriletes minor* NAUM. var. *nigritellus* TSCHIBR., *Perotriletes divulgatus* TSCHIBR. var. *plicatus* TSCHIBR., *Samarisporites megaformis* RICH.), ale aj foriem devónskych (*Dibolisporites*).

Vo vzorke č. 2000/78 sme určili formy stredného silúru až stredného devónu (? *Baltisphaeridium astartes* SAHN.) a spodného devónu (*Dibolisporites eifelensis* LANN.).

Vek lyditov na tejto lokalite určujú palinomorfy s úzkym stratigrafickým rozsahom, teda spodnodevónske. Aj histogram početnosti je najbohatší pre spodný devón (príl. 1).

Vzorky z lokality Barmina – Vlášková – Smolník – Kotlinec (obr. 1, lok. č. 8–10)

Vzorky lydítov sa tu odobrali z troch lokalít a sú označené číslami 8, 9, 10 (obr. 1). Palinomorfy boli v nich zriedkavé, ale dobre zachované, s veľkým stratigrafickým rozpätím.

– Pre stredný silúr až stredný devón je typický druh *Baltisphaeridium* cf. *astartes* SAHN.

– Pre stredný silúr – spodný devón druh cf. *Synorisporites verrucatus* RICH. LIST.

– Pre stredný silúr – devón viaceré, uvedené v prílohe 2.

Užší stratigrafický rozsah (gedin–siegen) majú dva druhy: cf. *Synorisporites tripapillatus* RICH. LIST a cf. *Perotriteles microbaculatus* var. *attenuatus* RICH. LIST.

Z početnosti palinomorf vyplýva, že sa sústreďujú v spodnom devóne (siegene).

Vzorky grafitických fylitov z doliny Kotlinca

Ide o 7 vzoriek grafitických fylitov z rôznych miest doliny Kotlinca, odobratých z lokalít č. 2 až č. 10 (obr. 1). Iba v dvoch z nich sa našli organické zvyšky, a to päť typov palinomorf (príl. 2).

Tri druhy z nich majú širšie stratigrafické rozpätie silúr – devón (*Brochopsophosphaera diligens* NAUM, var. *parva* TSCHIBR.). Pre ordovik až vrchný devón sú typické formy *Cymatiosphaera multisepta* DEUNFF–MARTIN. Užší stratigrafický diapazón majú len dva druhy – obidva spodnodevónske (*Streelispora newpertensis* RICH. LIST.), typické pre gedin–siegen. Tiež *Dibolisporites quebecensis* MCGREGOR, ktorý je typický pre ems.

Histogram početnosti ukazuje najväčšiu hojnosť v spodnom devóne.

Sútok Veľkého a Malého Kotlinca

Ide o vzorky z pruhu lydítov v rázsoche Bujakovej, ktoré nie sú v mape (obr. 1) očíslované, pretože neboli skúmané petrograficky, chemicky ani geochemicky. Možno však pre ne akceptovať výsledky vzoriek 8–9, pretože ide najpravdepodobnejšie o ich západné pokračovanie.

Odobrali sa tu tri vzorky, z ktorých len jedna obsahovala organické zvyšky, ktoré boli tmavé, dolámané a ťažko určiteľné. Identifikovali sme tu 6 druhov palinomorf. Z nich len dva druhy majú užší stratigrafický diapazón. Charakterizujú spodný devón (cf. *Acanthotriteles parvispinosus* NAUM. var. *rotundus* TSCHIBR., *Dibolisporites quebecensis* MCGREGOR). Ostatné druhy majú široký diapazón od ordoviku do spodného devónu (*Michrhystridium raspa* (CRAMER), DEFL et DEFL. RIGAUD), alebo v silúre až spodnom devóne (*Veryhachium* cf. *helenae* CRAMER), prípadne v spodnom a strednom devóne (? *Apiculatasporites perpusillus* (NAUM./MCGREGOR), prípadne tiež v spodnom a vrchnom devóne (cf. *Emphanisporites*).

Súhrn výsledkov palinologického štúdia možno charakterizovať takto: celkový počet študovaných vzoriek bol 40 (lydity a grafitické fylity). Z toho bolo pozitívnych len 14 vzoriek. Palinomorfy boli väčšinou tmavé, zle zachované, ťažko určiteľné.

Identifikované palinomorfy majú zväčša širšie stratigrafické rozšírenie, iba malý počet z nich má úzke stratigrafické rozšírenie, a to najmä spodnodevónske.

Histogram početnosti palinomorf poukazuje na maximálne rozšírenie v spodnej časti spodného devónu, teda v gedine až siegene. Iba vo vzorkách z lokality Beckenhöhe je zvýšená početnosť v siegene a emse.

Charakteristické druhy, určené na „konfer.“ alebo s otáznikom, sú: ? *Baltisphaeridium guillermi* CRAMER, ? *Michhystridium lapellum* ALFRED R. LOEBLICH, *Apiculiretusispora cherata* RICH.-LIST., cf. *Acanthotriletes parvispinosus* var. *rotundus* TSCHIBR., cf. *Acanthotriletes denticulatus* NAUM., *Perotriletes microbaculatus* RICH.-LIST., cf. *Perotriletes microbaculatus* var. *atenuatus* RICH.-LIST., cf. *Synorisporites downtonensis* RICH.-LIST., cf. *Synorisporites tripapilatus* RICH.-LIST., *Streelispora newpertensis* RICH.-LIST., *Dibolisporites quebecensis* MCGREGOR, *Verrucosisporites* cf. *polygonalis* LANNINGER.

Palinomorfy poukazujú na spodnodevónsky vek, pričom okrajové časti pruhu tmavých fylitov smolnickeho rudného poľa, sever a juh, majú najpravdepodobnejšie vek gedin-siegenský, kým časť na Beckenhöhe (severné svahy Kotlina) patria skôr emsu (príl. 1, 2).

V skúmaných vzorkách bolo pomerne veľa kerogénu, ktorý patrí na základe morfológických znakov k štruktúrnemu kerogénu v zmysle O. ČORNEJ (1976).

Chemické zloženie lyditov

Geochemickou charakteristikou lyditov v gelnickej skupine sa podrobnejšie zaoberal G. KUPČO (1965). Uvádza, že ide o horniny s vysokým obsahom SiO_2 , 90–98 %, pričom tento nie je klastický.

Z horninotvorných minerálov uvádza u lyditov α kremeň, ďalej bol zistený ilit, grafit, sericit, muskovit.

Pre porovnanie chemického zloženia lyditov z oblasti Smolníka sú inštruktívne chemické analýzy buližníkov Českého masívu (V. DUBANSKÁ–A. DUBANSKÝ–V. HEJL–A. MAŠTALKA 1977), ako i analýzy obdobných hornín z iných lokalít vo svete, ktoré títo autori citujú. Vyplývajú z nich kolísavé obsahy jednotlivých zložiek (A – svetové lokality, B – české buližníky).

SiO_2 . Koncentrácie tejto zložky sa pohybujú od 87,95 do 97,5 %, priemer je 96 %. SiO_2 vystupuje vo forme α kremeňa. Priemerný obsah je o niečo nižší ako vykazujú proterozoické lydity z Čiech (V. DUBANSKÁ et al. l. c). U nich je priemer 98 %. Dôvod možno hľadať v genéze lyditov zo Smolníka. Tieto sú hlavne v horizontoch grafitických bridlic, prínos sedimentárneho materiálu bol teda intenzívnejší. Za zdroj silícia možno považovať vulkanickú aktivitu a horúce postvulkanické pramene, ktoré obsahovali monomér H_4SiO_4 , ktorý sa polymerizáciou zmenil na gel a z neho diagenézou a metamorfózou na α kremeň.

Rádiolárie mohli pôsobiť priaznivo na zrážanie a sedimentáciu silíciových sedimentov. Na druhej strane je treba pripustiť tiež ako zdroj silícia rozklad hornín na pevnine a ich znos do sedimentačnej panvy a následným chemogénnym spracovaním rozpusteného silikátu, prípadne organogénnym spracovaním bol tento materiál pretvorený na silíciový sediment.

Stanovenia	A	B
SiO ₂	68,2 - 98,6	94,2 - 98,9
TiO ₂	0,0 - 0,3	0,0 - 0,1
Al ₂ O ₃	0,1 - 18,7	0,2 - 1,4
Fe ₂ O ₃	0,1 - 2,1	0,1 - 3,3
FeO	0,03 - 11,7	0,1 - 0,5
MnO	0,01 - 0,04	0,0 - 0,01
MgO	0,01 - 4,9	0,0 - 0,1
CaO	0,04 - 25,8	0,1 - 0,4
Na ₂ O	0,08 - 10,6	0,0 - 0,005
K ₂ O	0,0 - 1,3	0,0 - 0,08
P ₂ O ₅	0,0 - 0,4	0,0 - 0,005
SO ₃	0,0 - 0,35	- -
H ₂ O	0,0 - 2,3	0,0 - 0,19
C	0,0 - 1,9	0,0 - 0,21

V tabuľke I uvádzame výsledky chemických analýz lyditov z oblasti Smolníka, ktoré pochádzajú z rôznych lokalít, očíslovaných v mape (obr. 1). Jednotlivé vzorky sa navzájom líšia jednak stratigrafickou pozíciou, jednak litologicko-petrografickými pomermi. Priemerný obsah jednotlivých zložiek je nasledovný:

SiO ₂	96,00 %	MgO	0,16 %
TiO ₂	0,04 %	Na ₂ O	0,06 %
Al ₂ O ₃	1,05 %	K ₂ O	0,28 %
Fe ₂ O ₃	0,91 %	strata suš.	0,06 %
MnO	0,03 %	strata žih.	1,33 %
P ₂ O ₅	0,1 %	S	0,25 %
CaO	0,1 %	C	0,50 %

K jednotlivým komponentom možno konštatovať toto:

Al₂O₃. Obsahy tohto komponentu sa pohybujú v lyditoch v rozsahu od hodnôt pod hranicou dôkazu až do 4,95 %. Al sa zúčastňuje na stavbe ílových minerálov, ktoré boli transportované z okolitej pevniny do sedimentačného bazénu. Nositeľom Al je minerál ilit, ktorý mohol byť metamorfózou premenený na sericit (G. KUPČO 1965).

Fe₂O₃. V lyditoch zo Smolníka je relatívne vysoký. Koliše v rozsahoch od 0,06 do 1,68 %. Jeho nositeľom je hlavne pyrit, ktorý je v mnohých lyditoch viditeľný vo výbrusoch (porovnaj tiež M. HARMAN-L. ŠNŮPKO 1975). Značná časť Fe sa viaže tiež na ilit, resp. sericit. Z obsahov síry možno prepočítať, koľko Fe sa viaže na pyrit.

MgO. Obsahy v lyditoch kolíšu od 0,04 do 0,60 %, priemer je 0,15 %. Aj tento komponent je viazaný na minerál ilit, alebo jeho metamorfný ekvivalent sericit.

CaO. Koliše v smolníckych lyditoch od 0,05 do 0,55 %, priemer je 0,14 %. Aj tento komponent sa vyskytuje v ílovom mineráli ilite, môže byť však viazaný aj na karbonáty, ktoré boli v lyditoch pri mikroskopickom štúdiu zistené.

K₂O. Je rozšírený v lyditoch v okolí Smolníka v hodnotách od 0,07 do 1,6 %. Aj tento komponent je viazaný v ílovom mineráli ilite, resp. sericite, ktorý v dôsledku metamorfózy vznikol na jeho úkor. Z tesnej kovariancie zložiek K₂O a Al₂O₃ (absol. hodnoty 0,22, relatívna 38 %) možno usúdiť, že obidva komponenty sú viazané

Chemické analýzy lyditov

Č. vzorky	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	str. suš.	str. žih.	S	C org.
1	96,6	0,03	0,61	0,92	0,01	0,07	0,09	0,06	0,13	0,03	0,04	1,22	0,29	0,84
2a	96,9	0,02	0,62	0,52	0,01	0,02	0,05	0,04	0,12	0,03	0,08	1,26	0,10	0,88
2b	88,1	0,03	4,95	1,88	0,03	0,06	0,15	1,29	1,50	0,47	0,11	1,55	0,54	0,55
3a	95,0	0,02	0,0	1,57	0,24	0,04	0,09	0,09	0,09	0,17	0,12	1,97	0,12	1,34
3b	97,4	0,02	0,49	0,63	st.	0,02	0,06	0,05	0,13	0,04	0,08	1,28	0,23	0,82
3c	93,6	0,03	1,74	1,44	0,01	0,05	0,09	0,11	0,45	0,06	0,14	1,86	0,21	1,3
3d	94,8	0,02	0,99	1,25	0,06	0,07	0,12	0,15	0,18	0,03	0,17	1,94	-	1,46
4	96,7	0,02	0,55	0,31	st.	0,03	0,05	0,05	0,17	0,03	0,0	1,56	-	1,26
7	97,4	0,02	0,36	0,92	st.	0,06	0,08	0,05	0,12	0,04	0,07	0,76	-	0,58
8a	95,4	0,06	1,14	0,35	st.	0,03	0,06	0,17	0,53	0,05	0,03	1,85	-	1,27
8b	94,5	0,02	0,60	1,19	st.	1,14	0,47	0,06	0,18	0,04	0,04	1,32	-	0,45
9a	95,5	0,05	0,94	1,31	0,01	0,03	0,09	0,07	0,25	0,03	-	1,31	-	0,86
9b	97,5	0,02	0,68	0,95	st.	0,01	0,06	0,05	0,17	0,03	0,12	0,66	-	0,18
10	96,9	0,02	1,06	0,89	0,01	0,02	0,09	0,07	0,29	0,05	0,10	0,54	-	0,07
11	90,7	0,14	2,64	1,89	0,03	0,12	0,12	0,46	0,48	0,06	0,02	1,15	0,33	0,79
12	92,2	0,06	1,3	2,75	st.	0,08	0,11	0,10	0,20	0,02	0,02	0,93	0,04	0,84
13	95,3	0,07	0,95	0,43	0,01	0,08	0,10	0,10	0,24	0,01	0,04	0,57	0,05	1,44
14	96,4	0,04	0,39	0,10	st.	0,03	0,16	0,09	0,08	0,02	0,02	0,90	0,05	1,20
15	96,2	0,04	0,48	0,36	st.	0,10	0,12	0,10	0,12	0,01	0,02	0,72	0,04	1,2
16	96,8	0,04	0,52	0,10	st.	0,05	0,15	0,11	0,16	0,01	0,03	0,65	0,04	1,04
17	93,9	0,08	1,17	0,35	st.	0,03	0,10	0,15	0,32	0,03	0,02	0,25	0,05	0,72

Analýzovali: Ing. V. Šaturová – V. Hodžová, 1979–1980, chemické laboratórium GÚDŠ.

7 983

v mineráli ilite-sericite, o čom svedčí aj difraktogram separovanej frakcie pod 2 mikróny (G. KUPČO 1965).

Na_2O . Je tiež prítomný v lyditoch v malých množstvách – stotiny, ojedinele 0,1 %. Súvisí s obsahmi albitu a iných živcov klastického pôvodu, alebo novotvoreného, metamorfogénneho typu.

C (uhlík). V lyditoch zo Smolníka sa nachádza v koncentračnom intervale od 0,07 do 1,46 %. Priemerný obsah je 0,50 %. Keďže vo vzorkách s obsahmi vápnika sa dá predpokladať len malý podiel karbonátového uhlíka, je v prevažnej miere v lyditoch prítomný len uhlík organický.

Organické látky, ktoré sa dostávajú do hydrosféry, pri sedimentácii, sú v prevažnej miere tvorené fytoplanktónom, v menšej miere zooplanktónom. Z organických zlúčenín, ktoré obsahujú napr. riasy *Chlorella*, pripadá podľa P. H. ABELSONA (1959) na proteíny 46 %, lipidy 20 %, uhľovodíky 33 %. Podľa P. D. TRASKA (1939) ročná produkcia organických látok v hydrosfére je 1 kg/m^2 . Organické látky spolu sedimentujú s jemnými pelitickými látkami. Pri sedimentácii za aeróbnych podmienok dochádza k oxidácii a zachovávajú sa len niektoré stabilné zlúčeniny (napr. aminokyseliny). Pri sedimentácii za anaeróbnych podmienok ostáva väčšina organických látok neporušená. Rozklad biomasy je v tomto prípade zredukovaný na minimum. Z fytoplanktónu sú riasy nositeľom stabilných zlúčenín – porfyrínov. Pre geochemiu vanádia je dôležitý komplex vanádia s porfyrínom. Porfyríny sú stabilné zlúčeniny i za vyšších teplôt (do 400°C), preto sa zachovali aj v niektorých sedimentoch.

Organické látky sa pri diagenéze, a najmä po metamorfóze menia na kerogén a neskôr grafit, takže analýza organických látok si vyžaduje citlivé metódy, pretože ich obsahy bývajú väčšinou v tisícinách percenta. My sme takéto metódy nemali k dispozícii, preto bol vo vzorkách stanovený len uhlík, ktorý je v nich vo forme grafitu (G. KUPČO 1965). V. DUBANSKÁ et al. (1977) stanovili v buližníkoch z Českého masívu navyše niektoré aromatické uhľovodíky ako benzén, toluén, xylén (maximálne do 1,36 ppm) a uhľovodíky alifatické $\text{C}_1\text{--C}_6$ v koncentráciách do 3,6 ppm.

Mikroelementy v lyditoch

V lyditoch gelnickej skupiny z oblasti Smolníka sa skúmali stopové prvky: Ba, Cr, Cu, Ga, Mn, Ni, Pb, Sr, V, Zn, Zr. Prvky Cu, Pb, Zn tu boli stanovené metódou atómovej absorpcie (AAS), ostatné spektrochemickou metódou (G. KUPČO 1959). Spektrochemicky, ale semikvantitatívne boli stanovené prvky Ag, Co, Li, Mo. Tieto údaje sú s presnosťou jedného poriadku. Výsledky uvádzame v tabuľke 2.

Bárium. Koncentrácia tohto prvku v lyditoch zo Smolníka je v intervale od 10 do 316 ppm, priemer je 147 ppm, čo je prakticky o polovicu menšia hodnota ako u ostatných lydítov gelnickej skupiny. Smerodajná odchýlka je 79 ppm, variačný koeficient 54 %.

Bárium sa nachádza vo vyvrelých horninách, najmä v živcoch. V draselnom živci zastupuje v mriežke draslík, podobne aj v sliedach (biotite a muskovite). Po dezintegrácii draselných minerálov v sedimentárnom cykle tento prvok prechádza

do hydrosféry. Temer väčšina bária sa zadrží v pobrežných ílovitých sedimentoch adsorpciou.

V lyditoch je Ba viazané pôvodne na ílový minerál illit, prípadne sericit. Z pomeru Ba/Al, ktorého priemerná hodnota je 6,0, smerodajná odchýlka 3,8, variačný koeficient 64 %, možno usúdiť, že Ba sledovalo počas sedimentácie ílovitý komponent a po jeho spevnení môže zastupovať v mriežke illitu draslík, s ktorým má blízky iónový polomer (Ba – 1,43, K – 1,33 Å). Vzhľadom na to, že obsahy Ba v lyditoch sú v relácii k ílovému komponentu väčšie, treba predpokladať, že prebytočné Ba mohlo byť adsorbované na polymér kyseliny kremičitej. Adsorpciu Ba na SiO₂ zistili experimentálne J. M. KOLTHOF a V. A. STENGER (1932). Bárium sa pokladá tiež za biogénny prvok, takže aj tento druh prínosu treba predpokladať. Inak je pozoruhodné, že Ba pribúda v lyditoch v južnejších, stratigraficky mladších súvrstviach gelnickej skupiny okolia Smolníka.

Chróm. Obsahy tohto prvku v lyditoch zo Smolníka sa pohybujú v intervale od 14 do 134 ppm. Priemer je 37 ppm. Len u vzorky č. 1 bol zistený obsah 354 ppm, ktorý nebol akceptovaný pri výpočte priemeru. Smerodajná odchýlka je 10 ppm, variačný koeficient je 24 %.

Chróm vo forme minerálu chromitu vystupuje vo vulkanických horninách a tiež v silikátových mineráloch ako augit, amfibol, olivín, pyroxén, kde zastupuje v mriežke trojmocné Fe a zriedka Al. V exogénnom cykle sa koncentruje v rezíduách, najmä hydrolyzátoch.

Maximálne obsahy Cr sú v lyditoch centrálnych častí smolníckeho pruhu gelnickej skupiny, ktoré sú priestorovo blízke bázickým vulkanitom s kýzovými ložiskami FeS₂ – Cu typu (J. ILAVSKÝ 1964).

Meď. Obsahy tohto prvku sa nachádzajú v lyditoch zo Smolníka v intervale od 7 do 75 ppm. Priemerný obsah je 25 ppm. Smerodajná odchýlka je 4,0 ppm, koeficient variácie je 16 %, čo svedčí o jeho monotónnej distribúcii. Meď spolu so zinkom a olovom sa zväčša vyskytuje v sulfidoch v centrálnych častiach smolníckeho pruhu tmavých fylitov, kde je hlavné ložisko pyritovo-meďnatých rúd (J. ILAVSKÝ 1964).

Meď má pomerne veľkú migračnú schopnosť ako síran meďnatý. Meďnaté roztoky v kontakte so sapropelovým bahnom sa znova vyzrážajú a vytvárajú sedimentárne ložiská medi. Napr. bituminózne mansfeldské bridlice obsahujú Cu-sulfidy. Určitá časť medi je zachytená v hydrolyzátoch adsorpciou.

Meď je tiež biofilný prvok a obsahujú ju aj niektoré rastliny a živočíchy. Určité rastliny sa preto využívajú ako indikátor blízkeho Cu-zrudnenia. Podľa J. ERKAMIU (1947) meď môže byť prítomná v rastlinách ako proteínový komplex. Existuje tiež komplex medi s porfyrínom.

Gálium. Tento prvok je v lyditoch zväčša pod hranicou dôkazu (4 ppm). Iba v 5 vzorkách je udaná číselná hodnota koncentrácie. Gálium je prvok hydrolyzátoch a keďže množstvo ílového materiálu v lyditoch zo Smolníka je malé, aj obsahy gália sú veľmi nízke.

Mangán. Je rozložený v lyditoch z okolia Smolníka v intervale od 17 do 580 ppm. Priemerný obsah je 96 ppm. Štandardná odchýlka je 120 ppm, variačný koeficient je 124 %. Mangán v mineráloch vyvrelých hornín zastupuje Fe. Po rozklade migruje ako karbonát.

Stopové prvky v lyditoch

Č. vz.	Pb	Ga	Cu	Zr	Ni	V	Cr	Ba	Mn	Sr	Zn	Ag	Co	Li	Mo
1	338	4	40	40	8	380	354	54	113	5	30	1		2	1
2a	4	4	28	40	16	295	21	501	45	5	17	1		2	1
2b	70	7	12	169	8	52	16	40	35	24	25			2	1
3a	10	4	75	15	15	77	22	69	2700	8	53	1	1	2	1
3b	10	4	10	10	20	102	41	58	40	6	15	1	1	2	1
3c	63	10	54	18	14	166	93	316	80	10	23	1	1	2	1
3d	50	4	50	15	19	182	56	166	580	8	37	1	1	2	1
4	28	10	8	10	10	281	46	95	175	4	7	1	-	2	-
5	1000	10	23	19	26	50	26	134	205	24	60	1	1	2	1
6	1000	4	42	63	9	257	45	70	80	16	53	1	-	2	1
7	10	4	10	10	8	169	134	74	25	5	17	1	-	2	1
8a	10	4	7	10	10	10	19	125	75	4	8	1	-	2	-
8b	4	4	14	10	10	97	14	208	75	30	8	1	-	1	-
9a	14	4	58	19	72	1000	21	234	53	5	11	1	1	1	1
9b	10	4	13	16	8	218	28	199	17	4	9	1	-	1	1
10	19	4	8	17	10	109	66	218	75	6	11	1	-	1	1
11	4	4	23	17	20	97	24	218	214	28	30	-	-	-	-
12	4	4	29	10	30	182	23	169	50	5	12	-	-	-	-
13	4	4	20	10	8	199	25	95	83	12	8	-	-	-	-
14	4	4	12	10	23	158	22	67	35	5	7	-	-	-	-
15	4	4	14	10	8	162	22	10	30	8	6	-	-	-	-
16	4	4	15	10	8	281	22	147	28	5	6	-	-	-	-
17	4	4	14	10	8	285	24	114	25	7	6	-	-	-	-

Analyzovala: Ing. H. Valigová, 180, chem. labor. GÚDŠ 4809 1169 5581 4838 234 659

Číselné hodnoty v tabuľke 2 sú v ppm, U Ag, Co, Li, Mo sú udané koncentračné intervaly. 1. od 1 do 10 ppm; 2. od 10 do 100 ppm (rádový odhad obsahu).

Analyzovali: spektrochemicky-quantitatívne Ing. M. Valigová; Cu, Pb, Zn, Au stanovili pomocou AAS metódy Ing. M. Klinčeková a M. Kavuleková; spektrochemické laboratórium GÚDŠ.

2668 115 579 518 368 59 147 210 10 20
116 169 25 24 16 204

Mangán je tiež biogénny prvok. Podporuje rast rastlín, avšak jeho nadbytok pôsobí na ne toxicky. Morská fauna a flóra je na Mn bohatšia. Preto môže byť Mn v lyditoch nakoncentrovaný biogénne.

Mangán po rozklade hornín putuje riekami spoločne so železom. Keďže oba prvky majú rozdielne chemické vlastnosti, ich migrácia do bazénov je rozdielna. Aby sa zistila afinita Fe ku Mn, bol počítaný pomer oboch prvkov. Hodnota smerodajnej odchýlky je 4,4, variačný koeficient je 144 %. Vysokú variabilitu spôsobili dve vzorky s vyššími obsahmi, pričom vzorka s extrémne vysokým obsahom bola z výpočtu vynechaná (2700 ppm).

Maximálne koncentrácie Mn koincidujú s maximami Fe. Je to v centrálnej časti smolníckeho pruhu tmavých fylitov s polohami bázických efuzívnych hornín, v ktorých sa nachádzajú hlavné pyritovo-meďnaté ložiská rúd Smolníka.

Nikel. Hodnoty koncentrácie sa nachádzajú v intervale od 5 do 72 ppm. Pritom Ni bol zistený len v 11 vzorkách, ostatné vykázali hodnoty pod hranicou dôkazu (8 ppm).

Väzba Ni v lyditoch nie je jasná, pretože i keď sa dá predpokladať izomorfné zastúpenie Ni za Fe v pyrite, u niektorých vzoriek, kde je udaný obsah síry, nikel nebol zistený. Napr. vzorka č. 3b má obsah síry 0,23 % a nikel je pod hranicou dôkazu. Vzorka č. 9a má 0,54 % S a Ni tiež nie je udaný. Naopak, vzorka č. 2b nemá udaný obsah síry a obsah niklu je z lyditov od Smolníka najvyšší. Sú aj vzorky, v ktorých nie je ani nikel, ani síra.

Preto možno predpokladať, že Ni je adsorpčne viazaný na ílovú zložku. V zásade obsahy Ni koincidujú s lyditmi centrálnych častí smolníckeho pruhu tmavých fylitov, v ktorom ležia hlavné telesá pyritovo-meďnatých rúd.

Olovo. Je v koncentráciách pod hranicou dôkazu v 8 vzorkách (4 ppm). Jeho najvyššie obsahy sú vyše 1000 ppm, a to vo vzorkách č. 5 a 6, ktoré zodpovedajú hlavnej ložiskovej zóne smolníckeho pyritovo-meďnatého ložiska. Vyššie uvedené vzorky sú obohatené o olovo vplyvom primárneho zrudnenia, pretože Pb-Zn minerály patria k bežnej ložiskovej výplni v Smolníku. Olovo môže byť viazané aj na ílovú zložku v lyditoch. Napríklad obsahy Pb v pacifických pelagických sedimentoch sú nad 10 ppm (E. D. GOLDBERG—G. O. ARRHENIUS 1958). Presná forma väzby olova v lyditoch je problematická.

Stroncium Obsah kolíše v smolníckych lyditoch od 4 do 30 ppm. Priemerná hodnota je 9,5 ppm. Smerodajná odchýlka je 2,88 ppm a variačný koeficient je 30 %, čo znamená, že Sr v lyditoch má monotónnu disperziu.

Stroncium v silikátových mineráloch zastupuje Ca, niekedy K, s ktorými má blízke iónové polomery (K — 1,32; Sr — 1,28; Ca — 1,06). Najviac Sr vykazujú Ca-karbonáty, najmä aragonit. V lyditoch prevažuje väzba Sr na ílový komponent.

Zvýšené obsahy Sr v smolníckych lyditoch koincidujú s hlavným ložiskovým pruhom, t. j. jeho centrálnou časťou, v ktorej vystupujú jednak bázické efuzíva, jednak karbonátové horniny typu dolomitov a dolomitických vápencov.

Vanádium. Popri báriu sa považuje za indikátorový prvok pre lydity. Má totiž netypickú distribúciu a objasnenie jeho pôvodu môže prispieť ku genéze tejto horniny.

Všeobecne sa tento prvok považuje za biogénny, najmä v sedimentárnom cykle.

Biogénny vanád je spojený so sedimentáciou ílových častíc a organických látok, ktoré sú súčasťou biomasy, t. j. planktónu a bentosu. Z organických látok pomerne najviac vanádia je viazaného v porfyrínovom komplexe, ktorý bol zistený v sedimentárnych horninách. Vanádium do organických látok bolo sorbované z morskej vody, do ktorej bolo vnesené tokmi z pevniny po dezintegrácii horninotvorných minerálov zväčša bázických hornín, ako pyroxénov, amfibolov a slied.

Vanád v lyditoch zo Smolníka sa nachádza v koncentráciách od 10 do 1350 ppm. Aritmetický priemer je 172 ppm. Afinita vanádu k uhlíku, zistená z pomeru 100V/C, vykazuje pre smerodajnú odchýlku hodnotu 1,31. Variačný koeficient je 65 %. Bola počítaná aj relácia k hliníku a železu. Variačný koeficient pre Fe je 97 % a pre Al 93 %. I keď treba predpokladať aj tieto spôsoby väzby vanádu na Al a Fe, afinita k uhlíku je najvýraznejšia. Pravdepodobnosť väzby vanádu na organické látky potvrdzuje V. DUBANSKÁ et al. (1977) pri sledovaní distribúcie vanádu v nábrusoch pomocou elektrónovej mikrosondy.

Ďalší možný a nie nepodstatný prínos vanádu do sedimentu mohol byť spôsobený adsorpciou vanádu z morskej vody na podstatnú zložku lyditov, t. j. SiO₂, ešte počas jeho existencie vo forme polyméru kyseliny orto-kremičitej (G. KUPČO 1965).

Zirkónium. Hodnoty koncentrácie tohto prvku sú v 9 vzorkách pod hranicou dôkazu (10 ppm). Ostatné vzorky vykazujú hodnoty od 10 do 169 ppm, priemer je 16,9 ppm. Tento prvok je pravdepodobne viazaný na ílové minerály, alebo je ako minerál zirkón znesený do sedimentu.

Ostatné stopové prvky. Okrem vyššie uvedených stopových prvkov, určených kvantitatívne, boli zistené ďalšie, ktoré uvádzame v škále semikvantitatívnej (rádový odhad obsahu). Sú to: Ag, Co, Li a Mo.

Striebro je prítomné zväčša v koncentráciách medzi 1–10 ppm. Podobne kobalt vykazuje tie isté koncentrácie. Oba tieto prvky môžu byť viazané v sulfidoch, hlavne v pyrite. Podobne i molybdén vykazuje rádovo tie isté koncentrácie a tiež ho možno viazať na pyrit. Lítium vykazuje vyššie koncentrácie rádovo 10–100 ppm. Tento prvok môže byť viazaný na ílové minerály, kde zastupuje sodík.

Kvantitatívne, pomocou AAS metódy, bolo v niektorých lyditoch stanovené Au. Jeho obsahy sú zväčša v okolí medze dôkazu, t. j. 0,03 ppm. Len jedna vzorka vykázala 0,07 ppm.

Genetické problémy vzniku lyditov

Cieľom nášho štúdia lyditov bolo aj objasnenie podmienok vzniku tohto druhu hornín, ktoré sú veľmi dôležitým elementom a indikátorom prostredia po stránke geologickej, štruktúrnej, vulkanologickej a metamorfnej.

Ukázalo sa, že lydity vznikajú prirodzene počas vulkanosedimentárneho procesu gelnickej skupiny gemerika, a to v komplexoch tmavých bridlíc (black schists, schists noirs). Sú teda produktom sedimentácie nevetraných, stagnujúcich vodných bazénov v zmysle G. STEINMANNA (1925). Odzrkadľujú však vždy obdobie kľudu a pokojnej sedimentácie (P. ROUTHIER 1946).

V komplexe sedimentov je však vždy prítomných viac horizontov rôznych typov subakválnych vulkanických hornín, ktoré sú vzhľadom na obzory lyditov buď staršie,

alebo synchronne (P. ROUTHIER 1946). Obzory subakvatických vankúšových láv sa sriedajú s rádiolaritmi alebo jaspismi. Inokedy sú rádiolarity alebo jaspisy priestorove vzdialené od vulkanických hornín, a to buď vplyvom podmorských sklzov, turbiditov, alebo vplyvom neskorších vrásnivých a metamorfných pochodov. Na takéto prípady v okolí Smolníka už poukázal skôr J. ILAVSKÝ (1956, 1959, 1964). Zdôraznila sa pritom priestorová blízkosť medzi lyditi a vulkanickými horninami typu metaryolitov a ich tufov.

Výrony horúcich synvulkanických alebo postvulkanických prameňov s prínosmi kyseliny kremičitej do morskej vody je treba predpokladať v rozsahu niekoľkých pozdĺžnych, prípadne priečných zón v pôvodnom sedimentačnom priestore gelnickej skupiny počas sedimentácie obzorov tmavých bridlíc. Z mnohých rudných revírov Škandinávie uvádzajú obzory silicítov v rudonosných sériách CH. R. OFTEDAHL (1959), H. HENTSCHEL (1960), F. DAUBE (1961), A. R. KINKEL (1962). Z mnohých ložísk ZSSR ich spomína I. SMIRNOV (1960).

Uvedené akumulácie silícia v postvulkanických štádiách súvisia v zmysle K. C. CONDIEHO—F. LIEBANA—R. SIEVERA (1969—1978) jednak s vysokými teplotami postvulkanických prameňov, ktoré zvyšujú rozpustnosť tohto prvku, jednak s tým, že v záverečných štádiách postvulkanických procesov dochádza k obohacovaniu roztokov na K_2O , čo tiež priaznivo vplyva na rozpustnosť silícia a jeho výnosy z hĺbok k povrchu. Súčasne s teplotou a alkalinitou sa zvyšuje u týchto vôd hodnota pH, a tým i obsahy Si vo vodách stúpajú. K ich zrážaniu dochádza až pri náhlejšej zmene fyzikálno-chemických podmienok, t. j. v sedimentačnom bazéne.

Pôvod silícia musíme tiež odvodzovať zo silikátových minerálov vulkanických hornín, ktoré sa vyskytujú v príslušnej časti gelnickej skupiny. Ide buď o bázické horniny typu metabazaltov, alebo o kyslé horniny charakteru metalyditov a meta-porfyritov. K uvoľňovaniu Si mohlo dochádzať v rozličných štádiách procesu premien hornín.

Vplyv sedimentačného prostredia na zloženie lydítov sa odzrkadľuje vo zvýšených podieloch Al_2O_3 , Fe_2O_3 , C, S, K, ktoré poukazujú na prímеси ílových minerálov, slúd, živcov, amfibolov, sulfidov a pod. Takéto minerály boli zistené aj pri mikroskopickom štúdiu lydítov zo Smolníka, čo sme už uviedli vyššie.

Obsahy organického uhlíka a korelácie vanádu s ním poukazujú na úzke vzťahy lydítov k mikroorganizmom, ktoré sa tu zistili mikropaleontologickým štúdiom. Jeho výsledky sú uvedené v osobitnej kapitole. Aj celý rad stopových prvkov v lyditoch svedčí o korelácii k mikroorganizmom.

Redukčný charakter prostredia vzniku lydítov potvrdzuje nielen prítomnosť organického uhlíka, zmeneného na grafit, ale aj prítomnosť pyritu v základnej mase mozaikovej štruktúry lydítov, ktorého tvary sa prispôbili tlakovým podmienkam v hornine (blastoporfyrická štruktúra, usmernené, prípadne páskované textúry, jednotne opticky orientované nematoblastické textúry a pod.).

Stopové prvky v lyditoch poukazujú na dve odlišné skupiny pokiaľ ide o pôvod:

a) sedimentogénne — viazané aj na biogénnu aktivitu: V, C, Ba, Mn, Ga, Al, Mg, Sr, Zr, Ca, Si

b) vulkanogénne — viazané na kyslé alebo na bázické horniny: Cr, Cu, Ni, Pb, Fe, Zn, Si, pričom Si je zastúpený v oboch skupinách.

Geochemický aj stratigrafický výskum lyditov v smolníckom rudnom poli ukazuje na druhej strane určitú priestorovú diferenciáciu. Krídla smolníckej štruktúry, severné a južné, sa ukazujú ako stratigraficky staršie a geochemicky odlišné (jednoduchšie), kým centrálna časť smolníckeho pruhu tmavých lyditov sa ukazuje ako mladšia v relácii k okrajovým častiam. Táto centrálna časť je však geochemiou lyditov komplexnejšia a bohatšia na stopové prvky, čo je výsledkom mladšieho veku rudonosného komplexu smolníckych kýzových ložísk, ktoré vystupujú v synklinálnom jadre smolníckej vrásovej štruktúry.

Jeho geochemická odlišnosť od okrajových, krídlových častí smolníckej štruktúry je výsledkom toho, že obsahuje hlavné rudné telesá kýzových pyritovo-meďnatých rúd s prímiesami celého radu ďalších minerálov a prvkov. V časovom intervale tvorby rudného ložiska sa odohrávali veľmi intenzívne vulkanosedimentárne procesy s bázičným vulkanizmom, ktorého pestrá magmatická diferenciácia viedla k tvorbe rôznych typov hornín, počínajúc bázičnými, cez intermediárne až ku kyslým (J. ILAVSKÝ—Š. BAJANÍK 1982).

Uvedené procesy magmatickej diferenciácie alternovali s vývermi minerálnych horúcich vôd s obsahmi silícia, ktorých teploty sa mohli značne od seba líšiť, a preto aj obsahy stopových prvkov v lyditoch sú rôzne. Vidno to hlavne na značnej premenlivosti obsahov prvkov, ako sú Pb, Zn, Cu, Mo, Ni, Cr, Zr, Sr, Mn, V (porovnaj tiež V. DUBANSKÁ et al. 1977).

Z uvedených prvkov javia sa niektoré korelácie. Sú medzi vanádom a uhlíkom, tiež medzi Cu a V, čo poukazuje na organický pôvod týchto prvkov, tak ako na to poukázali na príklade buližníkov českého proterozoika V. DUBANSKÁ et al. (1977).

Určité náznaky korelácií vidno tiež medzi Sr a Ga a čiastočne tiež Ba. Paralely vidno tiež medzi Ni a Co v lyditoch, ktoré koincidujú s maximálnymi obsahmi Mn, Pb, Cu a organickým uhlíkom. S nimi do určitej miery koreluje aj Mo. Z toho však nemožno dedukovať, že by všetky uvedené prvky boli sedimentogénne. Hlavne nie preto, lebo v obzore, obohatenom na organický uhlík, vystupujú aj vulkanogénne bázičné horniny, ktoré sú nositeľmi a zdrojmi hlavných rudných komponentov smolníckeho kýzového ložiska.

Záver

Lydity gelnickej skupiny v oblasti Smolníka tvoria polohy s rôznou hrúbkou v pruhu tmavých fylitov, od rozmerov decimetrových do niekoľko metrov. Najväčšiu hrúbku má poloha lyditov v priestore doliny Kotlinca — štôlni Kompas IV, ktorá by preto mohla prísť do úvahy aj na praktické využitie.

Chemické zloženie lyditov zo Smolníka ukazuje na ich vhodnosť na použitie v silikátovom priemysle (výroba dínasu), na čo poukázali na príklade buližníkov z ČSR R. BARTA a kol. (1952, 1954).

Okrem Smolníka je v oblasti staršieho paleozoika gemerika celý rad iných lokalít, kde sú hrúbky a rozsahy lyditov oveľa väčšie ako v Smolníku, a ktoré by boli vhodné na praktické využitie i z hľadiska dopravy a prístupu.

V rámci komplexného využitia lydítov by bolo možné niektoré časti využiť ako ozdobné alebo dekoračné kamene.

Z hľadiska stratigrafie poskytujú lydity jedinečný horninový typ, ktorý obsahuje determinovateľné fosílie. Je preto potrebné vyzbierať a stratigraficky preštudovať všetky známe výskyty a lokality lydítov v celej šírke staršieho paleozoika gemerika, čo umožní stanoviť stratigrafický rozsah gelnickej skupiny a jej jednotlivých pruhov. Tým sa ozrejmi aj vnútorná stavba a štruktúry gelnickej skupiny, o čom dosiaľ nebola jednotná a podložená koncepcia.

Napokon, podrobné mikropaleontologické štúdium lydítov gelnickej skupiny, a najmä podrobná stratigrafia pomôžu v nemalej miere objasniť z mnohých hľadísk tvorbu stratiformných typov zrudnení viazaných na určité obzory gelnickej skupiny. Ide najmä o zrudnenia typu sideritu charakteru Nižnej Slanej, pyritovo-meďnatých rúd typu Smolník, olovnato-zinkových rúd pri Mníšku nad Hnilcom, kryštalických magnezitov pri Vlachove, antimonitových rúd pri Pezinku, ortuťnatých rúd pri Gelnici atp.

Okrem uvedených známych typov zrudnení na jednotlivých lokalitách pomôžu uvedené výsledky detailne poznať aj zákonitosti priestorového rozmiestnenia ďalších možných typov stratiformných zrudnení (scheelitových, zlatonosných, niklovo-kobaltových, magnetitových a pod.).

Súčasná problematika komplexného výskumu stratiformných typov mineralizácií rôznych typov a druhov rúd a surovín nerudného charakteru pomôže v budúcnosti poznať ich vzájomné vzťahy. Jedným z nich sú i lydity opísané v tomto príspevku.

Literatúra

- ABELSON, P. H. 1959: Researches in Geochemistry. John Wiley and Sons., New York, 79–103.
- ALLEN, K. C. 1965: Lower and middle devonian spores. Paleontology 8, London, 687–748.
- BAJANÍK, Š. et al. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Spišsko-gemerského rudohoria (1:50 000), východná časť. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–223.
- BÁRTA, R. – ORLOV, S. – ROTTER, R. – ŠTOČEK, Z. – VACHTL, J. 1949: Zpráva ústavů sklářství, keramiky, technologie a zkoušení staviv při Vys. učení techn. v Praze. Zprávy čs. ker. a skl. Spol., 25, Praha, 2–4.
- BÁRTA, R. – VAŠÍČEK, J. 1952: Výzkum bulžníků. Závěrečná zpráva úsek. výzk. probl., Ústav sklářství, keramiky, technologie a zkoušení staviv při ČVUT, Praha.
- BÁRTA, R. – KONTA, J. – VAŠÍČEK, J. 1954: Použití bulžníků k výrobě dinasu. Sbor. prací z technologie silikátů, Praha. 18–26.
- BÁRTA, R. – VAŠÍČEK, J. – VEPŠEK, O. 1954: Bulžníkový dinas Hutnické listy 9, Brno, 11–17.
- CONDIE, K. C. – LIEBAN, F. – SIEVER, R. 1969–1978: Silicon. Handbook of geochemistry 2/2, Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag.
- CORVALÁN, J. – MEHECH HILLS, S. 1964: Undulatory extinction in quartz grains of some chilean granitic rocks of different age. Bull. Geol. Soc. Amer. 75/4, New York.
- CRAMER, F. H. 1964: Microplankton from the paleozoic formation in the province of Leon, NW-Spain. Leidse geol. meded. 30, Leon, 253–361.
- CRAMER, F. H. 1970: Distribution of selected silurian acritarchs. Revista Espanola de Micropaleontologia, Madrid. 1–203.
- ČORNÁ, O. 1972a: Nekotoryje problemy sovremennoj palinologii i jejo primenenije v geologii. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 23, 1, Bratislava, 173–196.
- ČORNÁ, O. 1972b: O nachodke organičeskich ostatkov v betliarskych slojev (Spišsko-gemerskije rudnyje gory), Slovakia, Nižnij paleozoj. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 23/2, Bratislava, 379–382.

- CORNÁ, O. 1976: Príspevok k stratigrafii vhodných súvrství v kryštaliniku Západných Karpát a stratigrafický význam niektorých skupín mikrozvyškov (Acritarch, kutikul a tracheid). Manuskript—archív Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- DAUBE, F.: 1961: Erzminerale im Verband mit den Diabasen der Oberharzes. Bergbauwissenschaft, 187, Jhg. 8/16.
- DUBANSKÁ, V.—DUBANSKÝ, A.—HEJL, V.—MAŠTALKA, A. 1977: Geochemie bulžníků z oblasti Českého masívu. Académie, Studie Českoslov. Akad. Vied, 3, Praha, 1—73.
- ERKAMA, J. 1947: Über die Rolle vom Kupfer und Mangan im Leben der höheren Pflanzen. Ann. Acad. Sci. fenn. Ser. A/II, 25, Helsinki.
- FUSÁN, O.—MÁŠKA, M.—ZOUBEK, V. 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie spišsko-gemerského paleozoika. Geol. Práce, Správy 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3—15.
- FUSÁN, O.—MÁŠKA, M. 1956: K stratigrafii gotlandu (?) v gemeridách. Geol. Práce, Správy 7, Geol. Úst. D. Štúra, 65—74.
- FUSÁN, O. 1957: Paleozoikum, gemerid. Geol. Práce, Správy 46, Bratislava. 17—37.
- GOLDBERG, E. D.—ARRHENIUS, G. O. 1958: Chemistry of Pacific pelagic sediments. Geochim. cosmochim. Acta, 13, London.
- HARMAN, M.—SNOPKO, L. 1975: Framboidálny pyrit v lyditch. Geol. Zborn. — Geol. Carpathica, 26/1, Bratislava. 115—126.
- HENTSCHEL, H. 1960: Zur Frage der Bildung der Eisen Erze vom Lahn-Dill-Typ. Freiberg-Forsch. 79, Freiberg, 82—105.
- HERITSCH, F.—HHERITSCH, H. 1941: Lydite und ähnliche Gesteine aus Karnischen Alpen. Mitteil. Alpenländren. Geol. Ver. Geol. Gessellsch. 34, Wien, 127—164.
- CHMELÍK, J.—ILAVSKÝ, J. 1965: Über den effusionen Character der „Gabrodiorite“ der Gelnica Serie in den Gemeriden. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, 235—256.
- ILAVSKÝ, J. 1956: Metalogenetická mapa Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript—archív Východoslovenský rudný prieskum, n. p., Spišská Nová Ves, 1—235.
- ILAVSKÝ, J. 1959: Geológia a metalogéza okolia Smolníka v Spišsko-gemerskom rudohorí, Výroč. správa za r. 1958; Manuscript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—258.
- ILAVSKÝ, J. 1964: Smolník-gisement stratiform. polymétamorphosé du minerais sulphuré. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 15, 2, Bratislava, 299—310.
- ILAVSKÝ, J. et al. 1977: Vysvetlivky k metalogenetickej mape Západných Karpát 1 : 500 000. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—882.
- ILAVSKÝ, J. 1973: Príspevok k paleogeografii gelnickej série gemerid na základe rozšírenia stratiformných zrudnení. Západné Karpaty, sér. Miner. Petr., Geoch., Metalogen. 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—98.
- ILAVSKÝ, J.—BAJANÍK, Š. 1982: Petrogenéza bázicko-vulkanických hornín gelnickej skupiny v okolí Smolníka. Západné Karpaty, sér. Miner., Petr., Geochem., Metalogen. 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 1—43.
- IVANOV, M.—KUPČO, G. 1969: Distribúcia a asociácia stopových elementov v magmatických a sedimentárných horninách Spišsko-gemerského rudohoria, Zborník geol. vied, Západné Karpaty 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 93—123.
- KINKEL, A. R. 1962: Observations on the pyrite deposits of the Huelva district, Spain and their relation to volcanisme. Econ. Geol., 57, Lancaster, 1071—1080.
- KOLTHOF, I. M.—STENGER, V. A. 1932: The absorption of cations from amoniacal solutions by silica gel. Journal of Physical Chemistry, 36.
- KUPČO, G. 1959: Die Bestimmung der Spurenelemente in den Gesteinen. Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae. 352—359.
- KUPČO, G. 1965: Zur Geochemie der Lydite aus der gelnicer Serie. Geol. Práce, Správy 36, Bratislava, 283—304.
- LANNINGER, E. P. 1968: Sporen Gesselschaften aus dem Ems der SW Eifel. Palaentographica 122, Abt. B, Stuttgart, 95—170.
- MARTIN, F. 1968: Acritarches de l'ordovicien et du silurien Belgs. Memoire 160, Bruxelles, 1—175.
- MAZÚR, E.—LUKNIŠ, M. 1980: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geograf. čas. 30, 20, Bratislava, 101—125.

- MCGREGOR, D. C. 1961: Spores with proximal radial pattern from Devonian of Canada. Geol. Surv. Canada, Bull. 74, Ottawa, 1–11.
- MCGREGOR, D. C. 1973: Lower and Middle Devonian spores of Eastern Gaspé Canada. Paleontographica 142, Abt. B, Stuttgart, 1–77.
- MCGREGOR, D. C. 1977: Lower and Middle Devonian spores of Eastern Gaspé Canada II. Biostratigraphy, Paleontographica 163, Abt. B., Stuttgart, 111–142.
- MCGREGOR, D. C.—OWENS, B. 1966: Devonian spores of Eastern and Northern Canada. Geol. Sur. of Canada 66–30, Ottawa, 66.
- MOREAU-BENOIT, A. 1966: Etude des spores du Devonian inferieure d'avrille (Le Flechay) Anjou. Rev. Micropaléont. 8, Paris, 215–232.
- MOREAU-BENOIT, A. 1974: Recherches de palynologie et de planctologie sur le Devonian et quelques formations siluriennes dans le Sud-Est du Massif Armorician. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne 18, Rennes, 1–248.
- MOREAU-BENOIT, A. 1976: Les spores et debris végétaux. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne 18, Rennes, 27–45.
- MOREAU-BENOIT, A. 1980: Les spores et débris vegetaux. Mém. Soc. géol. minéral., Bretagne 23, Rennes, 59–78.
- OFTEDAHL, CHR. 1959: On exhalative-sedimentary ores; Replis and discussions. Geol. Fören Förh. Stockholm, Förh., 81.
- ONÁČILA, D. 1978: Geológia, tektonika a petroštruktúry hornín v okolí rudných výskytov Uhornianskeho Mýta. Dipl. práca na Prír. fakulte Univ. Komenského, Manuskrip-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–68.
- PACLTOVÁ, B. 1974: K otázce stáří protezoika Českého masívu a vzniku buližníku. Korelace proteroz. a paleoz. stratif. ložisek II, Praha, 133–142.
- PACLTOVÁ, B. 1976: K biologické příslušnosti mikrofosilií proterozoických silicidů a stromatolitů Barrandienu. Zbor Korelace proteroz. paleoz. stratif. ložisek III, Praha, 115–131.
- RICHARDSON, J. B. 1960: Spores from the Middle Old Red Sandstone of Cromarty Scotland. Paleontology 3, London, 45–63.
- RICHARDSON, J. B. 1965: Middle Old Red Sandstone spore assemblages from Orcadian basin north-east Scotland. Paleontology 7, London, 559–605.
- RICHARDSON, J. B. 1967: Some British Lower Devonian spore assemblages and their stratigraphic significance. Rev. Palaeobot. Palynol. 1, Amsterdam, 111–129.
- RICHARDSON, J. B. 1969: Devonian spores. Aspect of Palynologie, New York – London – Sydney – Toronto, 193–222.
- RICHARDSON, J. B.—LISTER, T. R. 1969: Upper Silurian and Lower Devonian spore assemblages from the West Borderland and South Wales. Paleontology, 12, 2, London, 201–245.
- ROUTHIER, P. 1946: L'association radiolarites roches vertes. Compte rendu Soc. géol. Fe., Paris, 66–67.
- SMIRNOV, V. J. 1960: Über die möglichen exhalativen und exalativsedimentären Kiesvorkommen in der Sowietunion. Freiberg. Forsch. H. C. 79, Berlin.
- SNOPKO, L. 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. Zborn. geol. vied Západné Karpaty 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103–151.
- SNOPKO, L.—VOZÁROVÁ, A. 1981: Litologický a petrografický výskum drnavského súvrstvia gelnickej skupiny. Západné Karpaty, sér. Mineral., Petrograf. Geoch. Metalogen., 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111–144.
- SNOPKOVÁ, P. 1962: Predbežná správa o palynologickom výskume v Spišsko-gemerskom rudohorí. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P. 1979: Palinologický výskum vzoriek z vybraných profilov gelnickej série – južná časť. Manuskript–archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P.—SNOPKO, L. 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palinologických výsledkov Západné Karpaty, sér. Geológia 5, Bratislava, 57–102.
- STEINMANN, G. 1925: Die geologische Bedeutung der Tiefabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. Ber. Naturforsch. Gessell. 10, Freiberg, 44–65.
- ŠUF, J. 1932: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiet zwischen Štoos-Schmölnitz und Uhorna. Manuskript–archív Vysoké školy banskej, Příbram.

- ŠUF, J. 1933: Nástin geologických poměrů území západně Železníka na Slovensku. Věst. Král. Čes. spol. nauky, II. tř., Praha.
- ŠUF, J.—KOLEK, M. 1949: Příspěvek k poznání geologických poměrů jihovýchodního svahu Volovce u Rožňavy. Sborník Vysoké školy baňské, v Ostravě, 2, Ostrava, 49–55.
- ŠUF, J.—ULRICH, F. 1933: Několik poznámek o novém nálezu radiolárií v okolí Dobšíně a Železníku na Slovensku. Věda přírodní, Praha. 4–5.
- TSCHIBRIKOVA, E. V. 1972: Rastiteľnyje mikrofosilii južnogo Urala i Priuralja (iz silurskych i devonskikh otloženij). Izdatel'stvo Nauka, Moskva, 3–320.
- TSCHIBRIKOVA, E. V. 1977: Stratigrafia devonskikh i boleje drevnich paleozojskikh otloženij južnogo Urala i Priuralja. Izdatel'stvo Nauka, Moskva. 3–191.
- TRASK, P. D. 1939: Recent Marine Sediments. Tulsa. Oklahoma.

J. Ilavský—G. Kupčo—P. Snopková

Lydites of Gelnica Groups in Surroundings of Smolník (Eastern Part of Slovenské rudohorie ore mountains, West Carpathians)

Summary

Lydites in the surroundings of Smolník and in other parts of the Gemericum are known from publications by J. ŠUF (1932, 1933), J. ŠUF—M. KOLEK (1949), O. FUSÁN (1957) and J. ILAVSKÝ (1956, 1964). In the Gelnica Group lydites form layers and belts, ranging from dm to several tens of metres in thickness.

Lydites from the surrounding of Smolník were thoroughly investigated because they contain fossils and are utilizable in silicate industry.

There are more than 15 lydite layers in the western part of the Smolník ore field near Uhornianske Mýto in the Gelnica Group; and 6–8 layers are in the eastern part near Smolnícka Huta. Thickness of lydite belts is proportional to their length (fig. 1–8).

Petrographic composition of the rocks was examined by usual microscopical methods and by scanning electron microscope. The rocks are fine-grained, have mosaic or blastoporphyrlic texture. Grain size of quartz ranges from 0.05 to 0.1 mm (plate LV, fig. 9,10).

Main minerals in lydites are: quartz (of three generations) I, II, III; pyrite I, II; graphite I, II; sericite I, II, III; chlorite I, II, III. Accessoric minerals: anatase, rutile, tourmaline, siderite, ankerite.

Folding and metamorphic processes resulted in intense refolding of lydites and in secondary tiny folds, fissures and veinlets of metamorphic-secretion quartz, cleavage of S₁, S₂, S₃, S₄ and S₅ types. The cleavage planes follow younger generations of metamorphic minerals, mainly sericite, graphite, chlorite, quartz and pyrite. Quartz grains show different directions and angles of undulatory extinction. According to J. CORVALAN—S. MEHEC HILLS (1964) it corresponds to values of metamorphic-recrystallization periods.

Metamorphosis is also indicated by uniform optic orientation of belts or layers of quartz of the matrix of lydites or dark sandstones occasionally accompanying lydites (plate LV; fig. 9,10).

Micropaleontological study of lydites in the surroundings of Smolník revealed the presence of various kinds of fossils, especially:

- circular and oval fossils composed of quartz, resemblant to radiolarians, single or in colonies,
- the third type is represented by spores and acritarchs, also pyritized,
- the fourth type is structural kerogen, i. e. product of alterations of organic matter,
- the fifth type are indeterminable fossils, differing in shape and internal texture from the proceeding four groups (see plates LX—LXVI).

Stratigraphically and micropaleontologically most valuable in the Drnava Formation are acritarchs ranged to the genera *Baltisphaeridium*, *Micrhystridium*, *Veryhachium*, *Cymatiosphaera*, *Brochoposphosphaera* and *Dictyoposphosphaera*. Among trilete *Dibolisporites*, *Retusotriletes*, *Dictyotriletes*, *Acanthotriletes* and *Apiculatasporites*; and zonotrilete types: *Synorisporites*, *Samarisporites*; perizonotrilete types: *Perotriletes*.

Most spores have a wider stratigraphic range from the Ordovician to the Upper Devonian. According to maximal frequencies of individual species the Lower Devonian forms are most frequent in the Drnava Formation. The northern and southern parts of the Smolník ore field are older (Gedinian-Siegenian), the southerner parts are Emsian (northern slopes of Kotlinec-Beckenhöhe).

Most typical palynomorphs in these formation are: *Baltisphaeridium guillermi* CRAMER, *Mycrhystridium lapelum* ALFRED R. LOEBLICH, *Apiculiretusispora cherata* RICH. LIST., *Acanthotriletes denticulatus* NAUM., *Perotriletes microbaculatus* RICH. LIST., cf. *Perotriletes microbaculatus* var. *atenuatus* RICH. LIST., cf. *Synorisporites downtonensis* RICH. LIST., cf. *Synorisporites tripapilatus* RICH. LIST., *Streelispora newpertsensis* RICH. LIST., *Dibolisporites quebecensis* MCGREGOR, *Verrucosiporites* cf. *polygonalis* LANNINGER.

Chemical composition of lydites was examined by a series of complete chemical analyses. They show the highest content of SiO₂ (96 % in average, 92–98 % = limit contents), Al₂O₃ (1.05 %), Fe₂O₃ (0.91 %), P₂O₅ (0.10 %), MgO (0.16 %), K₂O (0.28 %), FeO (0.47 %) and S (0.25 %). Lydites contain small amounts of TiO₂ (0.04 %), MnO (0.029 %), Na₂O (0.06 %), loss by desiccation (0.06 %), Pb (0.0048 %), Zn (0.0009 %). These values represent the average of 21 complete analyses. Twenty three trace elements (including C_{org}) were studied in lydites.

More significant were concentrations of Ba, Cr, Cu, C, Ga, Ni, Pb, Sr, V, Zr. Other elements were sporadic (Ag, Bi, B, Co, Li, Mo, Rb, Sn, Y, Yb).

Distribution of macroelements and microelements in lydites shows that:

- the genesis of lydites was discontinuous in the process of synsedimentary volcanic activity of the Gelnica Group in a complex of dark schists belonging to the Drnava Formation;
- lydites are indicative of their origin from hot postvolcanic springs, rich in silicon. The springs are related to basic or acid volcanism around Smolník. It is likely that temperatures of various springs were different;
- hot springs with SiO₂ showed increased H₂O contents. They were alcalic and so the solubility of Si in water was higher than of other elements dispersed in lydites as microelements;
- reducing environment of deposition was mainly affected by portions of organic matters which resulted in pyrite and in accumulations of vanadium in resulting products of graphite;
- biogenic activity in the environment of lydites, rich in silicium is documented by the accumulation of fossils of the types of spores, radiolarians and acritarchs, and by the accumulation of elements of C, Ba, Fe, Ga, Mn, V, Al, Mg, Ca;
- Si, Fe, Ba, Cr, Cu, Ni, Pb, Sr, Zr in lydites may be derived from volcanic activity of the basic and the acid types in a belt of dark phyllites in the surrounding of Smolník;
- the development of chemical composition of lydites in time, i. e. gradual enrichment in microelements toward stratigraphically higher levels was due to changing chemical character of synvolcanic processes during which the lydites formed.

Explanations of Plates LX–LXVI

Plate LX

Fig. 1 (0820), locality Smolník – sample 2093 (No. 1), blastoporphyrlic lydite with epigenetic – secretion vein of coarsegrained quartz. Examined under ESM, magn. 150 x; photographed by M. Švec, 1981

Fig. 2 (0831), locality Smolník – sample 2093 (No. 1), lydite with blastoporphyrlic texture, with empty pores in matrix, magn. 1000 x, examination under ESM, photographed by M. Švec, 1981

Fig. 3 (0833), locality Smolník – sample 2093 (No. 1), lydite with blastoporphyrlic texture. Quartz-mass grain grooved in four directions. Relicts of metamorphosed textures. Examined under ESM, magn. 3000 x, photographed by M. Švec, 1981

Fig. 4 (0830), locality Smolník – sample 2100 (No. 7), resorbed and intensely recrystallized oval radiolarian fossil in lydite, profile diameter 0.05. Examined under ESM, magn. 1000 x, photographed by M. Švec, 1981

Plate LXI

Fig. 1 *Leiotriletes* cf. *simplex* NAUMOVA, Locality Smolník – Kotlinec, occurrence 8, lydites, 2003/78, inv. No. 252/78

Fig. 2 *Punctatisporites* cf. *solidus* (NAUM.) locality Smolník – Markscheidergrund, occurrence 3, sample 1d, lydites, 1998/78, inv. No. 247/78

Fig. 3 *Retusotriletes* cf. *insperatus* var. *gracilis* TSCHIBRIKOVA, locality Smolník – Beckenhöhe, occurrence 4, sample 1a, lydites, 1999/78, inv. No. 248/78

Fig. 4 cf. *Retusotriletes divulgatus* TSCHIBRIKOVA var. *plicatus* TSCHIBRIKOVA, locality Smolník – Kompas II, III, lydites 2001/78, inv. No. 250/78

Fig. 5 ? *Verrucosisporites polygonalis* LANNINGER, locality Smolník – Beckenhöhe, occurrence 2, sample 3a, lydites 1993/78, inv. No. 242/78

Fig. 6 ? *Retusotriletes subgiberosus* NAUMOVA, locality Smolník – Markscheidergrund, occurrence 3, sample 1a, lydites, 1995/78, inv. No. 244/78

Fig. 7–8 *Apiculiretusispora cherata* RICH.–LIST., locality Smolnícka Huta – Ober der Kriche, lydites, inv. No. 634/79

Magnified 1000 x

Plate LXII

Fig. 1 *Apiculiretusispora cherata* RICH.–LIST., Smolník – Kompas I, II, III, lydites, sample 2001/78, inv. No. 250/78

Fig. 2 ? *Punctatisporites dilutus* Hofmeister, locality Uhorná – Kotlinec, Veľký Beckengrund, graphite phyllites, sample 2c, inv. No. 488/79

Fig. 3 *Apiculatasporites perpusilus* (NAUM.) MCGREGOR, locality: confluence of Veľký and Malý Beckengrund, lydites, sample 8a, inv. No. 500/79

Fig. 4 *Apiculatasporites perpusillus* (NAUM.) MCGREGOR, locality Smolník – Beckenhöhe, lydites, occurrence 2, sample 3a, inv. No. 242/78

Fig. 5 *Dibolisporites quebecensis* MCGREGOR, Uhorná – Kotlinec, Veľký Beckengrund, sample 2c, graphitic phyllites, inv. No. 488/78

Fig. 6 *Dibolisporites* cf. *quebecensis* MCGREGOR, locality Smolník – Kompas II, III, lydites, 2001/78, inv. No. 250/78

Fig. 7 *Dibolisporites* cf. *eifeliensis* (LANNINGER) MCGREGOR, locality Smolník – Kompas I, II, III, 2000/78, inv. No. 249/78

Fig. 8 *Acanthotriletes parvispinosus* NAUM. var. *rotundus* TSCHIBRIKOVA, locality Smolnícka Huta, lydites, inv. No. 637/79

Fig. 9 cf. *Acanthotriletes parvispinosus* NAUM. var. *rotundus* TSCHIBRIKOVA, locality: confluence of Veľký and Malý Beckengrund

Fig. 10 *Acanthotriletes* aff. *denticulatus* NAUMOVA, locality Smolník – Markscheidergrund, lydites, occurrence 3, sample 1d, 1998/78, inv. No. 247/78

Fig. 11 *Dictyotriletes* ? *minor* NAUM. var. *nigritellus* NADLER, locality Smolník – Kompas II – III, lydites, 2001/78, inv. No. 250/78

Fig. 12 cf. *Emphanisporites novellus* MCGREGOR–CAMPFIELD (fragment), locality Smolník – Markscheidergrund, lydites, occurrence 3, sample 1d, 1998/78, inv. No. 247/78

Fig. 13 cf. *Emphanisporites* (fragment) locality Smolnícka Huta, settling pit, lydites, inv. No. 637/79

Fig. 14 cf. *Synorisporites tripapillatus* RICH.–LIST., locality Smolník – Kotlinec, occurrence 7, lydites, 2001/78, inv. No. 251/78

Fig. 15 Undefined form, locality Smolník – Beckenhöhe, occurrence 2, sample 3a, lydites, 1993/78, inv. No. 242/78

Magnified 1000 x

Fig. 16, 17 cf. *Perotriletes microbaculatus* var. *attenuatus* RICH. – LIST., locality Smolník – Kompas II – III; lydites, 2001/78, inv. No. 250/78

Plate LXIII

Fig. 1 *Retusotriletes* sp., locality Smolník – Beckenhöhe, occurrence 2, sample 3a, lydites, 1993/78, inv. No. 242/78

Fig. 2 ? *Perotriletes microbaculatus* var. *microbaculatus* RICH.–LIST., locality Smolník – Beckenhöhe, occurrence 4, sample 1a, lydites, 1999/78, inv. No. 248/78

Fig. 3 ? *Perotriletes microbaculatus* var. *attenuatus* RICH.–LIST., locality Smolník, Kotlinec, occurrence 7, sample 7, lydites, 2002/78, inv. No. 251/78

Fig. 4 *Samarisporites* sp., locality Smolník – Beckenhöhe, occurrence 2, sample 3a, lydites, 1993/78

Plate LXIV

Fig. 1 Structural kerogene, locality Smolník – Markscheidergrund, occurrence 3, sample 1a, lydites, 1998/78, inv. No. 247/78

Fig. 2 Structural kerogene, locality Smolnícka Huta, settling pit lydites, inv. No. 636/79

Fig. 3 ? *Chitinozoa*, locality Smolník – Kotlinec, occurrence 4, sample 8b, lydites, 2004/78, inv. No. 247/78

Fig. 4 Structural kerogene, locality Uhorná Kotlinec, Vefký Beckengrund, graphite phyllites, sample 2b, inv. No. 487/79

Fig. 5–7 Small spherical forms with tiny projections, locality Uhorná – Kotlinec, Vefký Beckengrund, graphite phyllites, sample 2b, inv. No. 487/79

Magnified 1000 x

Plate LXV

Fig. 1 Structural kerogene, locality Uhorná – Kotlinec, Vefký Beckengrund, graphite phyllites, sample 2b, inv. No. 487/79

Fig. 2 ? *Algae*, locality Uhorná – Kotlinec, Vefký Beckengrund, graphite phyllites, sample 2c, inv. No. 488/79

Fig. 3 Structural kerogene, locality Smolnícka Huta, settling pit lydites, inv. No. 637/79

Fig. 4 Undefined, locality Smolnícka Huta, settling pit lydites, inv. No. 637/79

Fig. 5–11 Structural kerogene, locality Smolník – Beckenhöhe, occurrence 2, sample 3a, lydites, 1993/78, inv. No. 242/78; locality Smolnícka Huta – Ober der Kirche, lydites, inv. No. 635; locality Smolnícka Huta, settling pit lydites, inv. No. 637/79; locality: confluence of Velký and Malý Beckengrund, sample 8a, lydites, inv. No. 500/79; locality Smolník – Markscheidergrund, occurrence 3, sample 1d, lydites, 1999/78, inv. No. 247/78

Magnified 1000 x

Plate LXVI

Fig. 1–14 Structural kerogene with different morphologic characters, Fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 12, 13 – locality Smolnícka Huta, settling pit lydites, inv. No. 637/79, 636/79;

Fig. 5 – locality Smolník – Markscheidergrund, occurrence 3, sample 1a, lydites, 1995/78; inv. No. 244/78; Fig. 9 locality Uhorná – Kotlinec, Velký Beckengrund, graphite phyllites, inv. No. 487/78; Fig. 10 – locality Smolník – Markscheidergrund, lydites, 1997/78, inv. No. 246/78; Fig. 11 – locality Smolnícka Huta – Ober der Kirche, lydites; inv. No. 635/79; Fig. 14 locality Uhorná – Kotlinec, Velký Beckengrund, graphite phyllites, sample 2b, inv. No. 487/79

Fig. 15 Small spherical form with tiny projections, locality Uhorná – Kotlinec, Velký Beckengrund, graphite phyllites, sample 2b, inv. No. 487/79

Magnified 1000 x

List of Figures and Explanations

Fig. 1 Geological map of surroundings of Smolník, J. ILAVSKÝ 1981 (using the maps by D. ONÁČILA and P. REICHWALDER); explanations: 1-porphyrroids and their tuffs, 2-sediments (phyllites, quartzites), 3-graphite phyllites, 4-lydites, 5-gabbroid effusives (dolerites, paleometadiabases), 6-chlorite phyllites (epituffites of basic volcanism), 1–6 Gelnica Group (Cambrian-Silurian), 7-unconformable and transgressive boundary of geologic formations, 8-phyllite-diabase (Rakovec) group, Devonian, 9-fault dislocations, 10-settling pit in Smolník, 11-active mining plants, 12-old mining plants, 13-areas of constructions, 14-numbers of studied lydite localities

Fig. 2 Smolník – the valley of Turbín, occurrence 3, exposure of lydites in Gelnica Group; explanations: 1-loamy debris with fragments of lydites, quartzites, porphyroids a. o., 2-graphite-sericite phyllites, 3-lydites, 4-dark quartzites, 5-sericite phyllites. Del. by J. ILAVSKÝ

Fig. 3 Smolník – Markscheidergrund occurrence 3, exposure of lydites in Gelnica Group with of strata; 1-sericite phyllites, 2-graphite-sericite phyllites, 3-lydites, 4-dark quartzites, 5-graphite phyllites. Del. by J. ILAVSKÝ

Fig. 4 Smolník – Uhornianske Mýto, valley of Kotlinec, occurrence 7, exposure of lydites in Gelnica Group S of pit Kompas V 1-loamy debris, 2-dark sheety quartzites, 3-lydites, 4-graphite-sericite phyllites. Del. by J. ILAVSKÝ

Fig. 5 Smolník – southern slope of Kotlinec – Vláškov, occurrence 10, exposures in Gelnica Group with hook shaped of strata; 1-loamy debris, 2-graphite-sericite phyllites, 3-lydites, 4-dark quartzites, 5-graphite phyllites. Del. by J. ILAVSKÝ

Fig. 6 Smolník, southern slope of Kotlinec – Vláškov. Transgressive position of Rakovec (phyllite-diabase) Group on Gelnica Group with lydites; 1–3 Gelnica Group, 1-graphite-sericite phyllites, 2-dark graphite quartzites, 3-lydites, 4–6 Rakovec Group; 4-microconglomerates, 5-chlorite sandstones, 6-chlorite schists (tuffites). Del. J. ILAVSKÝ

Fig. 7 Smolnícka Huta – Ober der Kirche, occurrence 13, exposures of lydites in Gelnica Group; 1-loamy-sandy debris, 2-graphite-sericite phyllites, 3-dark graphite sandstones, 4-lydites. Del. by J. ILAVSKÝ

Fig. 8 Smolnícka Huta, settling pit of mining plant, occurrence 17, exposures of lydites in Gelnica Group; 1-loamy-sandy debris, 2-sandy debris and humus, 3-graphite-sericite phyllite, 4-dark graphite quartzites, 5-lydites, 6-sericite phyllites, Del. by J. ILAVSKÝ

Fig. 9 Smolník, profiles of radiolarians (?) in thin sections of lydites. Fossil material: A-sample Sm 1186, thin section B-2653/62; profiles 0.5 n/m, B-sample Sm 1186, thin section B 2652/62; profiles 0.5 n/m, C-sample Sm 886, thin section 403-b, colony size 0.5 n/m, size of individual fossils 0.1 n/m (Karitas pit), D-sample Sm 886 (Karitas pit), thin section 403, fossil profile 0.1 mm, E-sample Sm 1014 (I. Beb. level-33, thin section 380/64, fossil colony, diameter 0.5 mm, the left is in position of core extinction, the right – in position of cover extinction, F-sample Sm 1123 (borehole G-35, depth 658.4 m). Fossil colony diameter 0.1 mm, all in position of core extinction. Del. by J. ILAVSKÝ

Fig. 10 Smolník, fossil profiles in thin sections of lydites, fossilized by graphite pigment, A-sample Sm 1440 (borehole G-44, depth 501.8 – 502.0 thin section M 708/64. Fossil diameter 0.1 mm, dotted screen – graphite; light screens – quartz, B-sample 2486/78, colony of specimens fossilized by graphite, diameter 0.002 mm, colony diameter 0.1 mm

Illustrations

Map 1 Occurrence and Vertical Distribution of Palynomorphs on Localities Around Smolník

Map 2 Occurrence and Vertical Distribution of Palynomorphs in Surroundings of Smolník

Vysvetlivky k tabuľkám LX–LXVI

Tabuľka LX

Obr. 1 (0820), lokalita Smolník – vzorka 2093 (č. 1), lydit blastoporfyrický s epigenetickou – sekrečnou žilkou hrubozrnného kremeňa. Záber pod ESM, zväčš. 150 x, foto M. Švec, r. 1981

Obr. 2 (0831), lokalita Smolník – vzorka 2093 (č. 1), lydit blastoporfyrickej štruktúry s prázdnyimi pórmi v základnej hmote, zväčš. 1000 x, záber pod ESM, foto M. Švec, r. 1981

Obr. 3 (0833), lokalita Smolník – vzorka 2093 (č. 1), lydit blastoporfyrickej štruktúry. Zrno kremennej hmoty s rýhovaním v štyroch smeroch. Ide o relikty metamorfovaných štruktúr. Záber pod ESM, zväčš. 6000 x, foto M. Švec, r. 1981

Obr. 4 (0830), lokalita Smolník – vzorka 2100 (č. 7), resorbovaný a silne rekrystalizovaný oválny obrys radiolárovej fosílie v lydite, veľkosť prierezu 0,05. Záber pod ESM, zväčš. 1000 x, foto M. Švec, r. 1981

Tabuľka LXI

Obr. 1 *Leiotriletes* cf. *simplex* NAUMOWA, lokalita Smolník – Kotlinec, výskyt 8, lydity, 2003/78, inv. č. 252/78.

Obr. 2 *Punctatisporites cf. solidus* (NAUM.), lokalita Smolník – Markscheidergrund, výskyt 3, vzorka 1 d, lydity, 1998/78, inv. č. 247/78

Obr. 3 *Retusotriletes cf. insperatus* var. *gracilis* TSCHIBRIKOVA, lokalita Smolník – Beckenhöhe, výskyt 4, vzorka 1a, lydity, 1999/78, inv. č. 248/78

Obr. 4 cf. *Retusotriletes divulgatus* TSCHIBR. var. *plicatus* TSCHIBRIKOVA, lokalita Smolník – Kompas II, III, lydity, 2001/78, inv. č. 250/78

Obr. 5 ? *Verrucosporites polygonalis* LANNINGER, lokalita Smolník – Beckenhöhe, výskyt 2, vzorka 3a, lydity 1993/78, inv. č. 242/78

Obr. 6 ? *Retusotriletes subgiberosus* NAUMOWA, lokalita Smolník – Markscheidergrund, výskyt 3, vzorka 1a, lydity, 1995/78, inv. č. 244/78

Obr. 7–8 *Apiculiretusispora cherata* RICH.–LIST. lokalita Smolnická Huta – Ober der Kirche, lydity, inv. č. 634/79.

Zväčšené 1000 x

Tabuľka LXII

Obr. 1 *Apiculiretusispora cherata* RICH.–LIST., Smolník – Kompas II, II, III, lydity, vzorka č. 2001/78, inv. č. 250/78

Obr. 2 ? *Punctatisporites dilutus* HOFMEISTER, lokalita Uhorná – Kotlinec, Veľký Beckengrund, grafitické fylity, vzorka 2c, inv. č. 488/79

Obr. 3 ? *Apiculatisporites perpusillus* (NAUM.) MCGREGOR lokalita sútok Veľkého a Malého Beckengrund, lydity, vzorka 8a, inv. č. 500/79

Obr. 4 *Apiculatasporites perpusillus* (NAUM.) MCGREGOR, lokalita Smolník – Beckenhöhe, lydity, výskyt 2, vzorka 3a, inv. č. 242/78

Obr. 5 *Dibolisporites quebecensis* MCGREGOR, Uhorná – Kotlinec, Veľký Beckengrund, vzorka 2 c, grafitické fylity, inv. č. 488/78

Obr. 6 *Dibolisporites cf. quebecensis* MCGREGOR, lokalita Smolník – Kompas II, III, lydity, 2001/78, inv. č. 250/78

Obr. 7 *Dibolisporites cf. eifeliensis* (LANNINGER) MCGREGOR, lokalita Smolník – Kompas I, II, III, 2000/78, inv. č. 249/78

Obr. 8 *Acanthotriletes parvispinosus* NAUM. var. *rotundus* TSCHIBRIKOVA, lokalita Smolnická Huta, nadložné odkalište, lydity, inv. č. 637/79

Obr. 9 cf. *Acanthotriletes parvispinosus* NAUM. var. *rotundus* TSCHIBRIKOVA, lokalita sútok Veľkého a Malého Beckengrund

Obr. 10 *Acanthotriletes aff. denticulatus* NAUMOVA, lokalita Smolník – Markscheidergrund, lydity, výskyt 3, vzorka 1d, 1998/78, inv. č. 247/78

Obr. 11 *Dictyotriletes ? minor* NAUM. var. *nigritellus* NADLER, lokalita Smolník – Kompas II–III, lydity, 2001/78, inv. č. 250/78

Obr. 12 cf. *Emphanisporites novellus* MCGREGOR–CAMPFIELD (úlomok), lokalita Smolník – Markscheidergrund, lydity, výskyt 3, vzorka 1d, 1998/78, inv. č. 247/78

Obr. 13 cf. *Emphanisporites* (úlomok), lokalita Smolnícka Huta, nadložné odkalište, lydity, inv. č. 637/79

Obr. 14 cf. *Synorisporites tripapillatus* RICH.–LIST., lokalita Smolník – Kotlinec, výskyt 7, lydity, 2001/78, inv. č. 251/78

Obr. 15 neurčená forma lokalita Smolník – Beckenhöhe, výskyt 2, vzorka 3a, lydity, 1993/78, inv. č. 242/78

Obr. 16, 17 cf. *Perotriletes microbaculatus* var. *attenuatus* RICH. LIST., lokalita Smolník – Kompas II – III, lydity, 2001/78, inv. č. 250/78

Zväčšené 1000 x

Tabuľka LXIII

Obr. 1 *Retusotriletes* sp., lokalita Smolník – Beckenhöhe, výskyt 2, vzorka 3a, lydity, 1993/78, inv. č. 242/78

Obr. 2 ? *Perotriletes microbaculatus* var. *microbaculatus* RICH.–LIST., lokalita Smolník – Beckenhöhe, výskyt 4, vzorka 1a, lydity, 1999/78, inv. č. 248/78

Obr. 3 ? *Perotriletes microbaculatus* var. *attenuatus* RICH.–LIST., lokalita Smolník, Kotlinec, výskyt 7, vzorka 7, lydity, 2002/78, inv. č. 251/78

Obr. 4 *Samarisporites* sp., lokalita Smolník – Beckenhöhe, výskyt 2, vzorka 3a, lydity, 1993/78

Tabuľka LXIV

Obr. 1 Štruktúrny kerogén, lokalita Smolník – Markscheidergrund, výskyt 3, vzorka 1a, lydity, 1998/78, inv. č. 247/78

Obr. 2 Štruktúrny kerogén, lokalita Smolnícka Huta, nadložné odkalište, lydity, inv. č. 636/79

Obr. 3 ? *Chitinozoa*; lokalita Smolník – Kotlinec, výskyt 4, vzorka 8b, lydity, 2004/78, inv. č. 247/78

Obr. 4 Štruktúrny kerogén, lokalita Uhorná – Kotlinec, Veľký Beckengrund, grafitické fylity, vzorka 2b, inv. č. 487/79

Obr. 5–7 malé gufovité formy s malými jemnými výrastkami, lokalita Uhorná – Kotlinec, Veľký Beckengrund, grafitické fylity, vzorka 2b, inv. č. 487/79

Zväčšené 1000 x

Tabuľka LXV

Obr. 1 Štruktúrny kerogén, lokalita Uhorná – Kotlinec, Veľký Beckengrund, grafitické fylity, vzorka 2b, inv. č. 487/79

Obr. 2 ? *Algae*, lokalita Uhorná – Kotlinec, Veľký Beckengrund, grafitické fylity, vzorka 2c, inv. č. 488/79

Obr. 3 Štruktúrny kerogén, lokalita Smolnícka Huta – nadložné odkalište, lydity, inv. č. 637/79

Obr. 4 neurčené, lokalita Smolnícka Huta – nadložné odkalište, lydity, inv. č. 637/79

Obr. 5–11 Štruktúrny kerogén, lokalita Smolník – Beckenhöhe, výskyt 2, vzorka 3a, lydity, 1993/78, inv. č. 242/78; lokalita Smolnícka Huta – Ober der Kirche, lydity, inv. č. 635; lokalita Smolnícka Huta – nadložné odkalište, lydity, inv. č. 637/79, 636/79; lokalita sútok Veľkého a Malého Beckengrundu vzorka 8a, lydity, inv. č. 500/79; lokalita Smolník – Markscheidergrund, výskyt 3, vzorka 1d, lydity, 1999/78, inv. č. 247/78.

Zväčšené 1000 x

Tabuľka LXVI

Obr. 1–14 Štruktúrny kerogén, s rozličnými morfológickými znakmi, obr. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 12, 13 – lokalita Smolnícka Huta, nadložné odkalište, lydity inv. č. 637/79, 636/79; obr. 5 – lokalita Smolník – Markscheidergrund, výskyt 3, vzorka 1a, lydity, 1995/78, inv. č. 244/78; obr. 9 lokalita Uhorná – Kotlinec, Veľký Beckengrund, grafitické fylity, inv. č. 487/78; obr. 10 – lokalita Smolník – Markscheidergrund, lydity, 1997/78, inv. č. 246/78; obr. 11 – lokalita Smolnícka Huta – Ober der Kirche, lydity, inv. č. 635/79; obr. 14 – lokalita Uhorná – Kotlinec, Veľký Beckengrund, grafitické fylity, vzorka 2b, inv. č. 487/79

Obr. 15 malá guľovitá forma s malými, jemnými výrastkami, lokalita Uhorná – Kotlinec, Veľký Beckengrund, grafitické fylity, vzorka 2b, inv. č. 487/79.

Zväčšené 1000 x

Anna Vozárová – Jozef Krištín

Zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov v kontaktnej aureole alpínskych granitoidov v južnej časti veporika (Západné Karpaty)

(9 obrázkov v texte, 2 fotograf. tab. (LXVII–LXVIII) angl. resumé)

Abstract. Garnets and biotites from the inner zone of the contact aureole of the late-orogenic Alpine granitoid in the southern part of the Veporicum were studied by electron microanalyser Super probe 733. The granitoids have mineralogic composition of biotitic granodiorites with distinct affinity to tonalites. They are present along a significant Alpine structure (Lubeník–Margecany) – the overthrust line of the Gemericum on the Veporicum.

The garnets show progressive zonalitá with increasing MgO + FeO contents and decreasing MnO + CaO contents in the outer zone. With the growing distance from the contact of metasediments with the granitoid body the CaO + MnO content increases and the MgO + FeO content gets lower.

In coexisting biotites the chemical composition changes from the centre of a grain to its rim and also in relation to the distance from its contact with granitoids. In peripheral parts of biotite grains the content of MgO, FeO and TiO₂ increases and the K₂O content gets lower. In relation to distance from the contact of metasediments with the granitoid the content of FeO and TiO₂ decreases and MgO and K₂O increases.

Úvod

Práca prináša výsledky štúdia granátov a biotitov z kontaktne metamorfovaného súboru hornín slatvinského súvrstvia v južnej časti veporika. Štúdiu bolo podrobené územie juhovýchodne od Krokavy, najmä profil cestou Krokava – Burda.

Podkladom pre našu prácu bola geologická interpretácia južnej a juhovýchodnej časti veporika kartograficky regionálne spracovaná na mapových listoch 1 : 25 000 medzi Jelšavou a Poltárom (J. VOZAR in T. GREGOR a kol. 1976 ; in P. REICHWALDER a kol. 1979 ; in L. GAÁL a kol. 1980 ; in D. VASS a kol. 1982) a súhrne z celého územia stykovej zóny gemerika a veporika v práci A. VOZÁROVEJ–J. VOZÁRA (1982).

Z uvedených materiálov vyplýva, že obalová séria južnej a juhovýchodnej časti veporika je zastúpená mladším paleozoikom (revúcka skupina zložená zo slatvinského a rimavského súvrstvia) a triasom (federátska skupina). Tektonickým nadloží

veporika je gemerikum, ktoré leží na rôznych členoch vyššie uvedenej obalovej série. Slatvinské a rimavské súvrstvie bolo podrobne litostratigraficky charakterizované v práci A. VOZÁROVEJ–J. VOZÁRA (l. c.). Osobitne sa vekovým zaradením slatvinského súvrstvia do vrchného karbónu (stefan C) na základe palynomorf zaoberá E. PLANDEROVÁ–A. VOZÁROVÁ (1978) a E. PLANDEROVÁ in D. VASS a kol. (1982). K problematike geologickej stavby južnej časti veporika je potrebné uviesť, že vymedzené slatvinské súvrstvie bolo v minulosti považované už i bez biostratigrafických dôkazov niektorými autormi za karbón (W. ILLÉS 1908; Š. VITALIS 1908; A. BIELY 1955; I. VARGA 1963), inými za mladšie prekambrium (najmä práce V. ZOUBKA 1936, 1957; tiež J. KAMENICKÝ in M. MAHEL a kol. 1967), alebo staršie paleozoikum (najmä D. ANDRUSOV–V. ZOUBEK 1953; M. MIŠŤK 1953; A. NEMČOK 1953), čo možno stotožniť s rozsahom série Hladomornej doliny v poňatí A. KLINCA a kol. (1962).

Mladé alpínske granitoidy, ktoré sledujú ľubenicko-margecianskú líniu a súdežne prebiehajúce štruktúry vo veporiku, majú podľa rádiometrických datovaní J. KANTORA (1960; in A. VOZÁROVÁ–J. VOZÁR a kol. 1979; in D. VASS a kol. 1982) vekové zaradenie 88–140 miliónov rokov (vrchná jura až stredná krieda). Priebeh intrúzie je sv. – jz. smeru s úklonom k juhovýchodu. Prieniky žuly v oblasti južného veporika sú obnažené na povrchu i s kontaktnou aureolou. Smerom na juhovýchod sa žulové teleso ponára, ale jeho prítomnosť signalizujú žily kremeňa, aplítov a nízkotermálnych novotvorených minerálov zistené i v horninových súboroch gemerika.

Prehľad názorov na metamorfózu

Telesá drobnozrnných žúl a ich kontaktné účinky na okolité horniny boli v južnej časti veporika známe už z prvej etapy výskumov. Po prvýkrát sa spomínajú v prácach H. BÖCKHA (1908) a Š. VITALISA (1908). Význam kontaktných účinkov granitov na ich okolie bol však mnohými autormi, ktorí pracovali v tejto oblasti, chápaný rôzne. J. ŠUF (1933, 1937, 1938) nazýva komplex, ktorý vystupuje medzi granitmi a permskými arkózovými pieskovecami „fylitovým pásom“, ktoré je v blízkosti žulového masívu kontaktne metamorfované. Fylity považuje za regionálne metamorfované horniny, ktoré sú v najbližšom okolí žuly postihnuté kontaktnými účinkami. Opisuje biotitické rohovce s granátom, kordieritom a amfibolom.

Klesajúcu intenzitu metamorfózy „smerom dovnútra karpatského oblúka“ spomínajú už D. ANDRUSOV–V. ZOUBEK (1953). Smerom k tektonickej jednotke gemerika uvádzajú postupne biotitické a dvojsľudné ruly, dvojsľudné a granátické fylity a chloritické fylity. Celú premenu hornín chápu ako variskú regionálnu metamorfózu, pričom kontaktné účinky žuly považujú za lokálny a nepodstatný jav.

Podobný názor na charakter premeny spomínaného komplexu zdieľajú aj M. MIŠŤK (1953) a A. NEMČOK (1953). M. MIŠŤK (l. c.) opisuje v zóne svorov a biotitických fylitov i polohy pieskovcov a „plodových“ bridlic.

Kontaktnú premenu v nadloží granitoidového telesa a intenzívnu migmatitizáciu v jeho podloží opísal O. FUSÁN (in O. FUSÁN a kol. 1962).

I. VARGA (1963) vymedzil v rámci granitoidov kohútskeho pásma masív Hiaku a Hrlice (pomenovanie prebraté od A. NEMČOKA 1953), ktorý považuje za mladý, postrednokriedový. V plášti granitoidného masívu opisuje kontaktné biotitické rohovce, miestami migmatizované. Biotitické rohovce podľa autora smerom na J pozvoľna prechádzajú do grafitických kvarcitov, pričom porfýroblasty biotitu sa postupne vytrácajú. I. VARGA (l. c.) spomína prejavy kontaktnej premeny i na metasedimentoch permu veporika.

Súbor metasedimentov vystupujúcich na južnom a juhovýchodnom okraji veporika (kohútskej zóny podľa V. ZOUBKA 1957), ktorý je na severozápade v intruzívnom styku s granitoidmi a na juhovýchode s metapieskovcami permu veporika, pomenovali A. KLINEC—I. LEHOTSKÝ a S. VRÁNA (1962) ako sériu Hladomornej doliny. Týmto pomenovaním nahradili celý rad synonymov pre tento komplex, založených na petrografických názvoch hornín (J. ŠUF, M. MIŠTÍK, A. NEMČOK, I. VARGA a ďalší). Petrogenetickým štúdiom metamorfovaných hornín série Hladomornej doliny sa podrobnejšie zaoberal S. VRÁNA (1964a, b). Z hľadiska metamorfného vývoja chápe sériu Hladomornej doliny ako polymetamorfný komplex, na vzniku ktorého sa podieľali:

1. regionálna metamorfóza v podmienkach kremeňovo-albitovo-epidotovo-biotitovej, príp. kremeňovo-albitovo-epidotovo-almandínovej subfácie;

2. kontaktná metamorfóza, ktorá sa veľmi nelíši od minerálnych asociácií regionálnej metamorfózy;

3. alpínska regionálna metamorfóza, tiež v podmienkach kremeňovo-albitovo-epidotovo-biotitovej a kremeňovo-albitovo-epidotovo-almandínovej subfácie.

Popri pôvodných interpretáciách veku metamorfných pochodov V. ZOUBKA (1936) a M. MÁŠKU—V. ZOUBKA (1961), podľa ktorých obidve metamorfózy sú variské, alebo prvá metamorfóza je assyntská a druhá variská, nevyklučuje S. VRÁNA (l.c.) možnosť, že všetky tri ním vymedzené metamorfné premeny série Hladomornej doliny sú alpínske. Možnosť pričlenenia granitoidov kohútskeho pásma k niektorej fáze karpatského horotvorného cyklu vyjadruje na základe ich petrografickej a petrochemickej odlišnosti v porovnaní s granitoidmi kráľovohoľského pásma D. HOVORKA (in M. KUTHAN a kol. 1963).

A. KLINEC (1976) vo svojej geologickej mape Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier (1:50 000) zaraďuje horniny série Hladomornej doliny podľa stupňa premeny do spodnej časti amfibolitovej fácie. Kontaktné účinky intruzívnych granitoidov považuje za nepatrné. Granitotvorný proces chápe ako viacfázový. Popri granitoidoch variských nevyklučuje ani prítomnosť menších masívov alpínskeho veku.

V poslednom období ucelene petrograficky spracoval kontaktnú premenu v juhovýchodnej časti veporika J. KAMENICKÝ (1977). Intruzívne teleso nazýva rimavickým granitom a podrobne opisuje regionálne i kontaktne metamorfné minerálne asociácie v horninových súboroch kontaktnej aureoly. Regionálna i kontaktna termická premena mala izochemický charakter. Rimavický granit chápe J. KAMENICKÝ (l. c.) ako jednotnú intrúziu variského veku.

Petrografická charakteristika kontaktnej aureoly

Šírka kontaktnej aureoly pri juhovýchodnom a južnom obmedzení granitoidového telesa je v priemere 2–3 km, miestami i viac. Teleso má formu jazykovitej intrúzie ukлонenej k JV, preto kontaktné účinky v závislosti na hĺbke ponoru nie sú v celej šírke aureoly rovnomerné. V juhovýchodnej a južnej časti kontaktnej aureoly je najviac postihnuté slatvinské súvrstvie, ale prejavy premeny sú bežné i v rimavskom súvrství, v spodnotriasových sedimentoch federátskej skupiny i v horninových komplexoch gemerika (ochtinské súvrstvie a gelnická skupina).

Severozápadné ohraničenie granitoidového telesa voči kryštaliniku (hronský komplex podľa A. KLINCA 1966 a klenovský podľa V. BEZÁKA 1982) je sčasti tektonické, sčasti intruzívne. Prejavy kontaktnej premeny v tejto oblasti sú viazané len na pomerne úzku prikontaktnú zónu (J. KAMENICKÝ 1977).

Úplná kontaktná aureola je dobre vyvinutá iba pri južnom a juhovýchodnom obmedzení granitoidového masívu. Premeny horninových komplexov zachovaných v plášti telesa majú polymetamorfný ráz, prebehli v čase na seba úzko nadväzujúcich, prípadne čiastočne sa prekrývajúcich etapách počas alpínskej tektonogenézy.

Asociáciu minerálov kontaktnej aureoly možno rozdeliť na dve zóny:

1. vonkajšia zóna → chlorit – klinozoit – muskovit – plagioklas blízky albitu ± v malom množstve biotit;

2. vnútorná zóna → biotit – granát (almandín) – plagioklas – mikroklin – muskovit ± modrozelený amfibol, titanit, magnetit.

V najvnútornejšej časti kontaktnej aureoly bol ojedinele opísaný kordierit, sillimanit (S. VRÁNA 1964b; J. KAMENICKÝ 1977).

Vonkajšia zóna kontaktnej aureoly zodpovedá stupňom premeny fácii zelených bridlíc nízkotlakového typu. Charakteristickým minerálom je chlorit. Vnútorná zóna kontaktnej aureoly zodpovedá amfibolitovej fácii nízkotlakového typu. Typovými minerálmi sú almandín a biotit.

V kontaktnej aureole v smere od vnútornej po vonkajšiu zónu rozlišujeme dve minerálne izogrady:

I. almandínovo-biotitovú – vnútorná časť kontaktnej aureoly

II. chloritovú – vonkajšia časť kontaktnej aureoly.

Regionálne metamorfné minerálne spoločenstvo je tvorené kremeňom – sericitom – chloritom ± albitom, rutilom, grafitom. Len v menšine vznikli drobné kryštáliky zelenohnedo sfarbeného biotitu. Táto minerálna asociácia zodpovedá metamorfnej fácii zelených bridlíc. Pri nízkometamorfnej premene intermediárnych až bázičných vulkanoklastík vznikol aj aktinolit, kalcit, chlorit, albit, epidot.

Všeobecne je odlišovanie obidvoch typov metamorfných minerálnych spoločenstiev ťažké. Vyplýva to zo štruktúrno-tektonického postavenia granitoidovej intrúzie. Opisované granitoidové teleso predstavuje typ neskoroorogénneho plutónu, v plášti ktorého sa kombinovali regionálne nízkometamorfné pochody s kontaktne metamorfovanými účinkami dosahujúcimi stupeň od fácie zelených bridlíc až do amfibolitovej fácie. Výsledným efektom sú metamorfované horniny, ktoré svojím štruktúrnym a minerálnym zložením zodpovedajú podmienkam nízkeho až stredného tlaku a zvýšeného tepelného gradientu. Všeobecne sú to horniny usmernené, nie

však výraznejšie kataklasticky deformované (s výnimkou oblasti rozprestierajúcej sa v blízkosti Iubenícko-margecianskej línie), ktoré nadobúdajú masívnu rohovcovú textúru iba v tesnej blízkosti priameho kontaktu so žulovým telesom.

Súbežne s hlavným intruzívnym telesom je predovšetkým v slatvinskom súvrství roj konformne uložených žíl niekoľkometrovej až decimetrovej hrúbky. V blízkosti kontaktu s hlavným telesom sú časté javy syntektonického prevrásnenia s amplitúdou do 10 až 30 cm.

V týchto častiach možno pozorovať na malú vzdialenosť od granitoidových apofýz tenké (1 až 3 cm hrubé) nástreky, paralelné s plochami foliácie.

V slatvinskom a rimavskom súvrství, ale aj v klastických triasových sedimentoch federátskej skupiny, vystupujú pravé i nepravé aplitové žily, ktorých hrúbka dosahuje miestami až niekoľko metrov. So vzdialenosťou od kontaktu ich početnosť klesá. Podľa zistených vzťahov sú tieto aplitové žily viacerých generácií. Boli pozorované žily aplitov orientované priečne k usmerneniu syntektonicky zvrásnených prienikov.

Najmladšie prejavy mineralizácie sú geneticky viazané na pneumatolytické a hydrotermálne procesy spojené s postupnou konsolidáciou intrúzie. Tieto minerály vystupujú v štruktúre ako postdeformačné, všesmerne orientované.

K tomuto štádiu patrí intenzívna alkalická metasomatóza (muskovitizácia, mikroklinizácia, albitizácia) v samotnom granitoidovom telese a v jeho plášti všesmerne orientované a lúčovité agregáty chloritu a svetlohnedého biotitu, turmalín, apatit, klinozoizit, karbonáty, sulfidy, kremeň, hematit. Hydrotermálne procesy spôsobili miestami intenzívnu sericitizáciu živcov, chloritizáciu, epidotizáciu a baueritizáciu biotitu, ojedinele chloritizáciu granátov.

Granitoidové teleso v oblasti sledovaného kontaktu zodpovedá svojim minerálnym zložením biotitickému granodioritu s prechodom až k tonalitu (podľa klasifikácie A. STRECKEISENA 1967).

Modálne zloženie granitoidov vyjadrené v %

Tabuľka 1

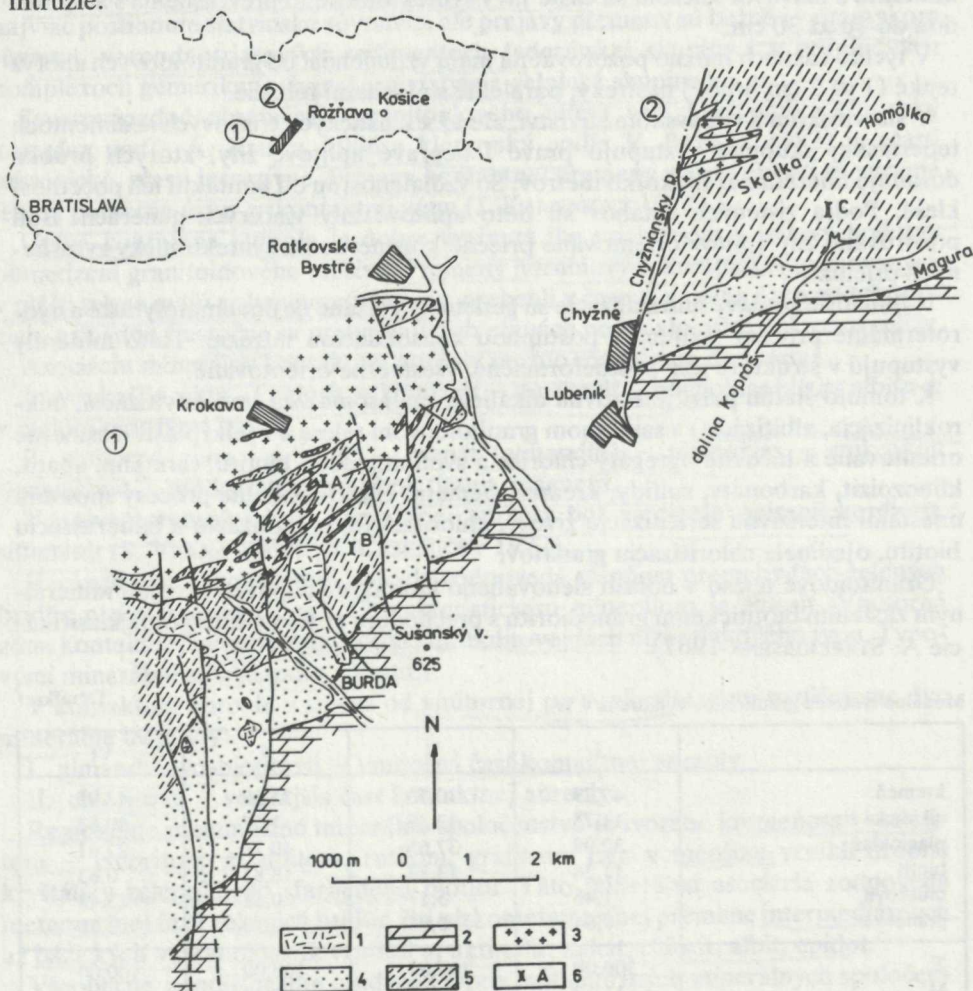
	I	II	X	VI
kremeň	43,29	30,73	31,80	43,95
alkalické živce	11,75	12,26	7,57	10,63
plagioklas	32,08	37,65	40,72	27,61
biotit	11,38	13,33	18,85	0,63
muskovit	1,46	5,17	0,88	13,48
granát	0,04	0,86	0,18	3,70
Σ	100,00	100,00	100,00	100,00
M'	11,42	14,19	19,03	
% plagioklasov	73	75	85	

Vzorky I a II boli odobraté z hlavného telesa na lokalite Krokava, z tesnej blízkosti priameho kontaktu so sedimentmi slatvinského súvrstvia. Vzorka X je z apofýzy uprostred kontaktných rohovcov.

Aplity majú charakteristické zvýšenie objemových % kremeňa, alkalického živca a muskovitu a naopak, výrazné zníženie obsahu biotitu.

Modálne zloženie aplitov reprezentuje analýza vzorky VI z lokality Krokava.

Vnútrotná zóna kontaktnej aureoly je charakteristická extrémnym obsahom biotitu v premenených horninách. Kryštály biotitu sú zväčša orientované, narastali v prostredí, v ktorom sa súčasne uplatňovala zvyšujúca sa teplota, vyvolaná granitoidovou intrúziou, i horotvorný tlak, typický pre syn- i neskorororogénne intrúzie.



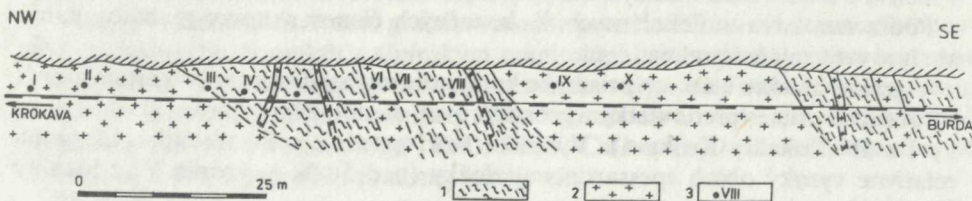
Obr. 1 Geologická situácia v oblasti odberu vzoriek (zostavené podľa geologickej mapy J. Vozára 1981).
 Vysvetlivky: pokryvné útvary – 1 – neogénne vulkanity a vulkanoklastiká; gemerikum – 2 – súvrstvia dobošinskej skupiny; veporikum – 3 – jemnozrnný až strednozrnný biotitický granodiorit (stredná krieda) 4–5 – revúcka skupina – 4 – rimavské súvrstvie (perm); 5 – slatvinské súvrstvie (vrchný karbón–stefan); 6 – študované profily a lokalizácia odberu vzoriek.

A – vzorky I. až X. – oblasť jv. od obce Krokava

B – vzorky č. 83/78, 85/78, 87/78 – záver doliny Slatvina a rovnomenný hrebeň, jv. od obce Krokava

C – vzorky č. 22/80, 23/80, 24/80 – dolina Kopráš, na východ od Lubeníka

Lok. A



Obr. 2 Situačný náčrt kontaktu granitoidu s metasedimentami v oblasti lokality Krokava.
Vysvetlivky: 1 – kontaktne metamorfované metasedimenty; 2 – granitoid; 3 – lokalizácia odberu vzoriek.

Tabuľka 2

Modálne zloženie premenených sedimentov vyjadrené v %

	III	IV	V	VIII	83/78	85/78	22/80
kremeň	44,81	58,16	54,46	59,16	47,20	47,93	67,59
biotit	32,17	18,58	35,71	27,90	27,54	19,14	11,80
granát	2,40	3,04	3,06	2,92	0,95	2,99	2,15
K-živce	8,02	6,22	0,60	1,15	–	–	–
plagioklas	1,01	–	0,88	1,80	7,02	6,03	2,85
relikty klast. živca	–	6,36	–	–	–	–	1,29
muskovit	6,33	1,53	4,13	2,21	15,12	19,94	13,26
chlorit	5,26	0,65	1,16	2,27	1,92	2,43	0,42
klinozoizit	–	5,46	–	2,37	–	1,54	–
amfibol	–	–	–	0,22	–	–	–
epidot-zoizit	–	–	–	–	–	–	0,64
titanit	–	–	–	–	0,25	–	–

Dôležitým poznatkom je, že so vzdialenosťou od kontaktu klesá obsah biotitu, granátu a zároveň sa znižuje veľkosť kryštálov, stupeň prekryštalizovania sedimentov a zvyšuje sa % zachovania reliktov pôvodných sedimentárnych štruktúr a textúr.

Lokalizácia analyzovaných vzoriek je vyjadrená na obrázku 1 a 2.

S cieľom sledovať zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov v závislosti na zmenách teploty so vzdialenosťou od kontaktu boli vybrané vzorky z vnútornej zóny kontaktnej aureoly, z jej vonkajšieho a vnútorného okraja. V ďalšej časti práce sú uvedené výsledky tejto analýzy.

Charakteristika minerálov

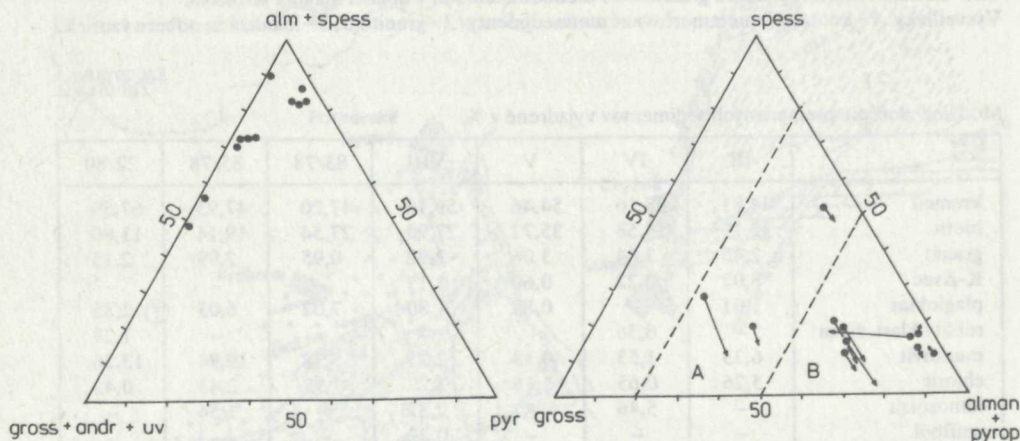
Granáty

Podľa chemického zloženia patria študované granáty k skupine pyralspitov. Sú zložené v prevahe z izomorfné sa zastupujúcich zložiek almandínovej, spessartínovej

a v malom množstve pyropovej. Grossulárová a uvarovitá zložka sú zastúpené v menšine a ich obsah v analyzovaných vzorkách silne varíruje (obr. 3).

Podľa množstva molekulárnych % konečných členov skupiny granátov patria analyzované minerály almandínu.

V granitoidoch, v blízkosti priameho kontaktu s metasedimentmi, obsahuje granát výraznejšiu prímes predovšetkým grossulárovej, menej spessartínovej zložky (vzorky I a II z lokality Krokava). Výnimku tvorí granát z aplitovej žilky, ktorý má relatívne vysoký obsah spessartínovej zložky (nad 50 % – vzorka VI z lokality Krokava).



Obr. 3 Diagram znázorňujúci objemové zastúpenie jednotlivých zložiek v granátoch

Obr. 4 Diagram znázorňujúci zmeny v zložení granátov – stred zrna je označený bodom, hrot šípky označuje lem zrna
A – granáty z biotitického granodioritu a z aplitu
B – granáty z vnútornej zóny kontaktnej aureoly

Všeobecne sú granáty charakteristické výraznou zonálnosťou. Na trojuholníkovom grafe, s konečnými členmi spessartín-grossulár – almandín + pyrop, sú vyznačené polohy analyzovaných vzoriek jednotlivých granátov, a to v smere od stredovej časti zrna (bod) k okrajovému lemu (smerová šípka; obr. 4). V deviatich z jedenástich analyzovaných zrn možno pozorovať v smere od stredovej k okrajovej časti zvýšenie obsahu almandínovej + pyropovej zložky ($\text{FeO} + \text{MgO}$). V tom istom smere u tých istých zrn však ubúda obsah spessartínovej zložky (MnO). Obsah CaO i Cr_2O_3 všeobecne klesá v smere od centrálnych častí k okrajom zrn. Tieto zákonitosti potvrdzujú aj funkcie závislosti $\text{CaO}:\text{FeO}$, $\text{MnO}:\text{FeO}$ a $\text{MgO}:\text{FeO}$, ktoré sú zobrazené graficky na obrázku 5.

Z uvedeného možno konštatovať, že analyzované granáty majú progresívnu zonálnosť so zvyšujúcim sa obsahom $\text{Mg} + \text{Fe}$ v okrajovej časti. Progresívne zvýšenie obsahu MgO a FeO je priamo závislé na postupnom zvyšovaní teploty (A. MIYAS-

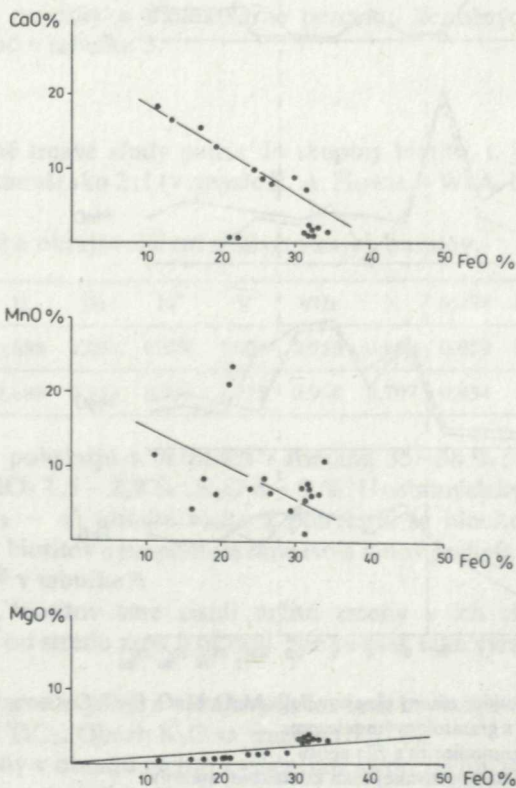
HIRO 1973; A. MIYASHIRO—F. SHIDO 1973). Progresívne zníženie obsahu MnO a CaO je tiež závislé od zvyšovania teploty (l. c.).

Zmeny v chemickom zložení granátov možno pozorovať i laterálne so vzdialenosťou od priameho kontaktu s alpínskym granitoidom smerom do metasedimentov slatvinského súvrstvia. Ako už bolo spomenuté, analyzované vzorky reprezentujú vnútorný a vonkajší okraj vnútornej zóny kontaktnej aureoly. Na obrázku 6 sú vyjadrené zmeny v obsahu MgO, FeO, MnO, CaO a Cr₂O₃ so vzdialenosťou od kontaktu, a to s vyjadrením zonárnej stavby zŕn.

Do poľa A patria na spomenutom grafe granáty z okrajovej časti granitoidového telesa, do poľa B z vnútorného a do poľa C z vonkajšieho okraja vnútornej zóny kontaktnej aureoly.

Vnútorný okraj kontaktnej aureoly je charakteristický výrazným zvýšením obsahu MgO a FeO, a naopak, znížením obsahu MnO a CaO.

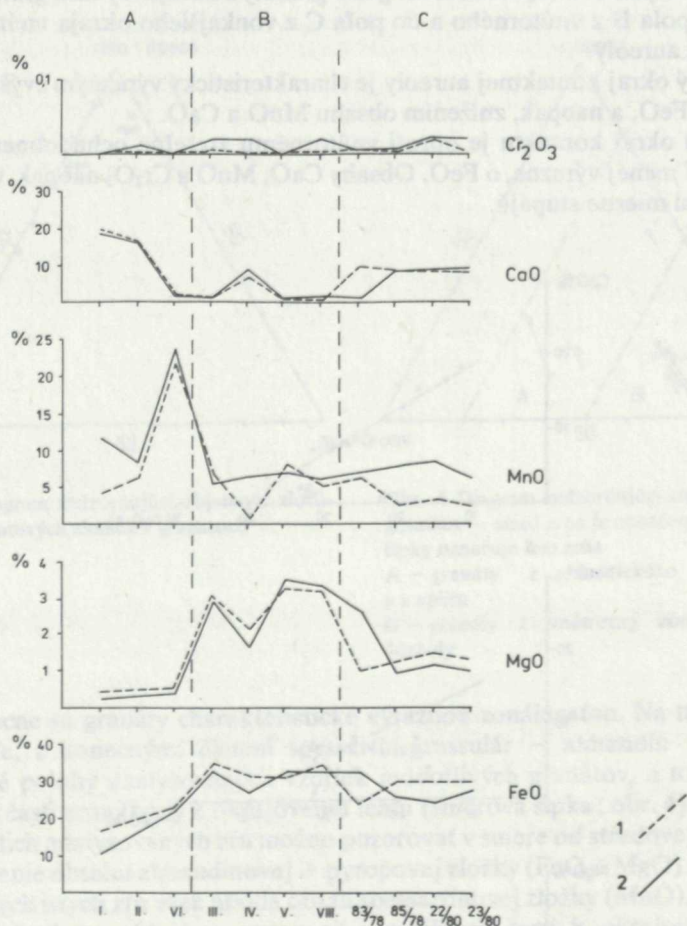
Vonkajší okraj kontaktu je oproti vnútornému zreteľne ochudobnený o MgO, a tiež, i keď menej výrazne, o FeO. Obsahy CaO, MnO a Cr₂O₃ naopak, v tom istom smere veľmi mierne stúpajú.



Obr. 5 Diagram znázorňujúci závislosti obsahov CaO, MnO a MgO od obsahu FeO v granátoch

Pomerne vysoké obsahy MgO + FeO vo vnútornej zóne kontaktnej aureoly sú ovplyvnené pravdepodobne okrem termických účinkov granitoidového telesa i primárnym zložením kontaktne premenených metasedimentov.

Zo zistených údajov chemického zloženia granátov možno odvodiť, že so vzdialenosťou od kontaktu stúpa obsah CaO + MnO a naopak, klesá obsah MgO + FeO. Tento vzťah, vyjadrený na obr. 7, je priamo úmerný znižujúcim sa termickým účinkom granitoidového telesa so vzdialenosťou, smerom od kontaktu do metasedimentov.



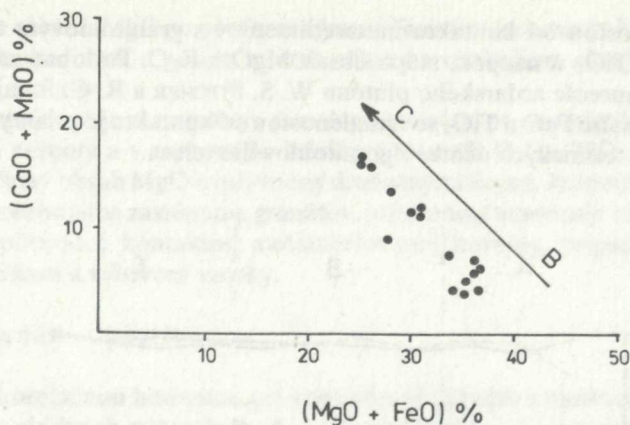
Obr. 6 Diagramy znázorňujúce zmeny obsahov FeO, MgO, MnO, CaO, Cr₂O₃ v granátoch v závislosti na vzdialenosti od kontaktu s granitoidovým telesom.

A - teleso biotického granodioritu a žila aplitu

B - vnútorný okraj vyššietemperovanej časti kontaktnej aureoly

C - vonkajší okraj vyššietemperovanej časti kontaktnej aureoly

1 - okraj zrna; 2 - stred zrna



Obr. 7 Diagram znázorňujúci vzťah $(\text{CaO} + \text{MnO})$ ku $(\text{MgO} + \text{FeO})$ v granátoch v závislosti na vzdialenosti od kontaktu granitoidu s metasedimentmi. Šípka označuje vzdialenosť od kontaktu

Kompletné chemické analýzy granátov s prepočtami množstva iónov podieľajúcich sa na stavbe mriežky a molekulárne percentá konečných členov skupiny granátov sú uvedené v tabuľke 3.

Biotity

Všetky analyzované tmavé sludy patria do skupiny biotitu, t. j. pomer $\text{Mg}:\text{Fe}$ je v každom prípade menší ako 2:1 (v zmysle R. A. HOWIE – W. A. DEER – J. ZUSSMAN 1962).

$\text{Mg}:\text{Fe}$ v centrálnej a okrajovej časti analyzovaných biotitov.

	I	II	III	IV	V	VIII	X	83/78	87/78	23/80	24/80
Okraj	0,541	0,688	1,007	0,878	1,026	0,953	0,688	0,959	0,933	0,815	1,143
Stred	0,531	0,689	0,905	0,916	1,028	0,968	0,707	0,954	0,882	0,788	1,055

Obsahy SiO_2 sa pohybujú v biotitoch v rozsahu 35–38 %; FeO 18 – 23 %; MgO 8 – 12 %; TiO_2 1,5 – 2,9 %; K_2O 8 – 9 %. U ostatných kyslíčnikov – Na_2O , MnO , CaO , Cr_2O_3 – sú obsahy nízke a pohybujú sa hlboko pod 1 %. Súhrn chemických analýz biotitov s prepočtom množstva iónov podieľajúcich sa na stavbe mriežky je uvedený v tabuľke 4.

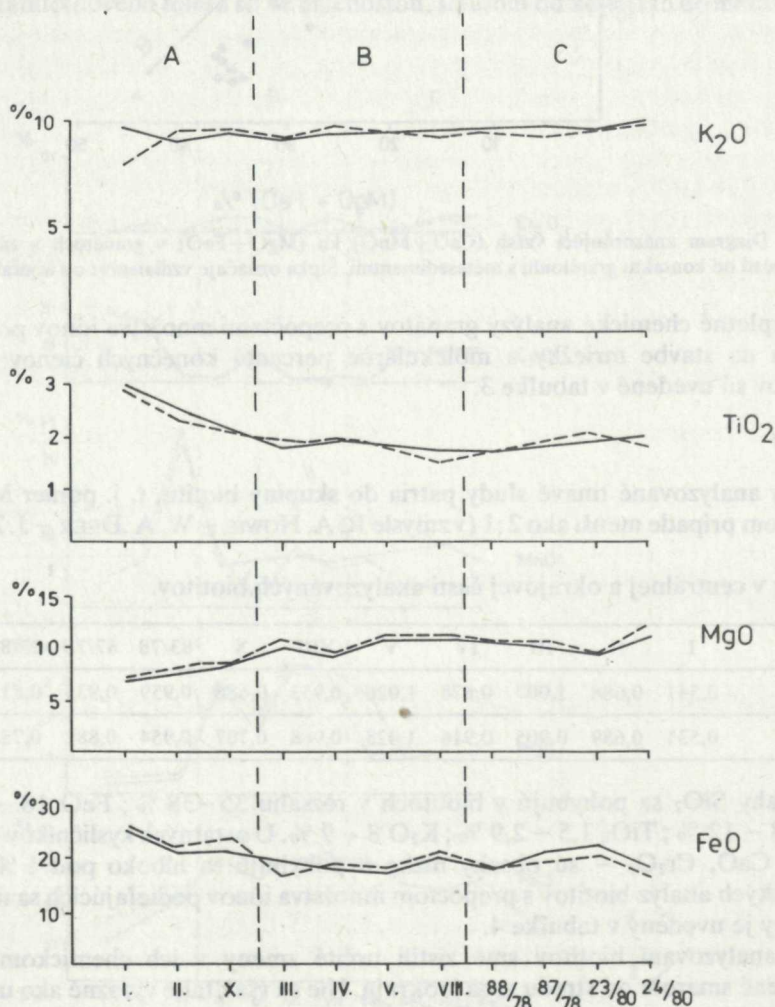
Pri analyzovaní biotitov sme zistili určité zmeny v ich chemickom zložení prejavované smerom od stredy zrna k okraju. Nie sú však také výrazné ako u skupiny granátov.

Všeobecne sa mierne zvyšuje v okrajových častiach kryštálov obsah MgO a FeO , menej výrazne tiež TiO_2 . Obsah K_2O sa znižuje (obr. 8).

Výraznejšie zmeny v obsahu týchto kyslíčnikov sa prejavujú so vzdialenosťou od kontaktu v profile – granitoidové teleso + vnútorná zóna kontaktnej aureoly s jej vnútorným a vonkajším okrajom (obr. 8).

So vzdialenosťou od kontaktu metasedimentov s granitoidovým telesom klesá obsah FeO a TiO₂ a naopak, stúpa obsah MgO a K₂O. Podobné závislosti zistili v kontaktnej aureole ardarského plutónu W. S. PITCHER a R. C. SINHA (1958).

Klesanie obsahu FeO a TiO₂ so vzdialenosťou od kontaktu je priamym dôsledkom znižujúcich sa termických účinkov granitoidového telesa.



Obr. 8 Diagram znázorňujúci priestorové zmeny obsahov FeO, MgO, TiO₂ a K₂O v biotitoch v závislosti na vzdialenosti od kontaktu granitoidu s metasedimentmi.

- A – biotitický granodiorit a žila aplitu
- B – vnútorný okraj vyššietemperovanej časti kontaktnej aureoly
- C – vonkajší okraj vyššietemperovanej časti kontaktnej aureoly
- 1 – okraj zrna; 2 – stred zrna

Zvýšenie obsahu MgO po prvýkrát výraznejšie stúpa priamo na kontakte granitoidu s metasedimentmi, a potom mierne stúpa na vonkajšom okraji vnútornej zóny kontaktnej aureoly.

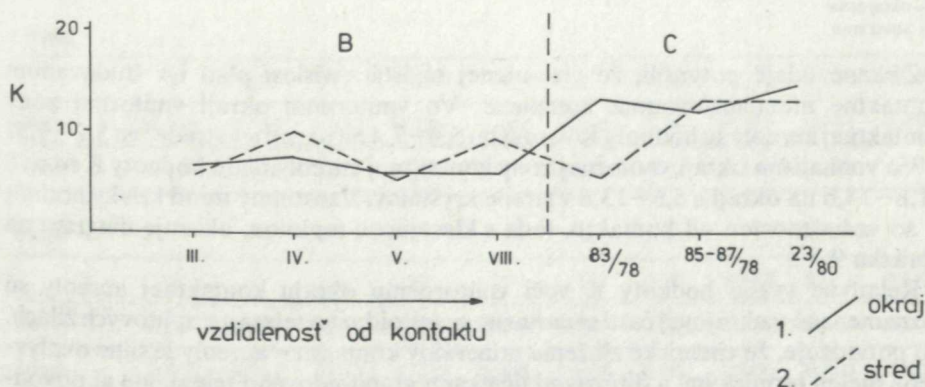
Táto skutočnosť je v rozpore s pravdepodobnými podmienkami v tejto časti kontaktnej aureoly a v rozpore i s krivkami klesania FeO a TiO₂, preto musel byť mierne zvýšený obsah MgO ovplyvnený druhotnými dejmi. Jednou z príčin môže byť aj nižšie percentuálne zastúpenie granátov, prítomnosť uzavrenín v biotite, rozdielny charakter pôvodnej kontaktne metamorfovanej horniny, prípadne iná náhodná príčina súvisiaca s výberom vzorky.

Vzťah granát – biotit

Dôležitou korelačnou hodnotou pri koexistencii granátu s biotitom je vzťah Fe/Mg sledovaný v oboch mineráloch. A. L. ALBEE (1965) i dvojica autorov J. B. LYONS a S. A. MORSE (1970) stanovili tzv. hodnotu K, ktorá sa rovná pomeru Fe/Mg v granáte voči Fe/Mg v biotite. Spomenutí autori študovali tento vzťah na dvojici minerálov granát – biotit v regionálne metamorfovaných horninách, ktoré vznikli premenou normálnych ílovitých, ílivo-piesčitých sedimentov. Výsledkom ich štúdia bolo zistenie, že hodnota K sa priamo úmerne znižuje so zvyšujúcou sa teplotou.

Sledovali sme tento vzťah i v kontaktnej aureole alpínskeho granitoidu v južnom veporiku.

	I	II	III	IV	V	VIII	83/78	85-87/78	23/80
Okraj	12,960	16,140	6,404	7,461	5,636	5,670	13,163	11,883	14,686
Stred	14,777	16,852	5,737	9,849	5,221	0,091	5,687	13,046	12,156



Obr. 9 Diagram znázorňujúci hodnoty K v závislosti na vzdialenosti od kontaktu granitoidu s metasedimentmi

$$K = \frac{\text{Fe/Mg v granáte}}{\text{Fe/Mg v biotite}}$$

Chemické zloženie granátov

	I			II		III			IV			V	
	1. poz.	medzi 1-2	2. poz.	1. poz.	2. poz.	1. poz.	medzi 1-2	2. poz.	1. poz.	medzi 1-2	2. poz.	1. poz.	2. poz.
SiO ₂	37,72	37,72	38,22	37,86	38,11	37,17	36,51	36,87	37,21	36,92	37,18	36,96	36,82
Al ₂ O ₃	20,93	20,62	20,60	20,95	20,58	21,11	20,99	20,76	20,94	20,99	20,84	21,05	21,02
FeO	16,32	13,76	11,32	19,43	17,66	34,42	32,18	32,99	31,52	29,79	26,41	31,09	32,21
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00
MgO	0,38	0,24	0,21	0,44	0,37	2,94	2,81	2,90	2,07	1,52	1,24	3,11	3,41
MnO	4,03	8,65	11,74	6,29	8,30	5,25	5,69	5,00	0,57	2,50	6,33	7,48	6,84
CaO	18,85	19,32	18,26	15,72	15,78	0,99	0,97	0,85	7,08	7,49	8,02	0,94	0,95
Σ	98,23	100,12	100,35	100,69	100,82	101,88	99,15	99,40	99,39	99,25	100,03	100,63	101,25
Množstvá ionov v prepočte na 24 (0)													
Si	3,000	2,960	3,000	2,980	2,999	2,952	2,974	2,996	2,995	2,983	2,985	2,964	2,933
Al	0,000	0,040	0,000	0,020	0,001	0,048	0,026	0,004	0,005	0,017	0,015	0,036	0,067
Al	1,981	1,868	1,912	1,924	1,909	1,929	1,989	1,986	1,982	1,982	1,957	1,954	1,907
Fe	0,019	0,131	0,088	0,076	0,090	0,071	0,011	0,012	0,018	0,016	0,043	0,046	0,093
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Mg	0,045	0,028	0,025	0,051	0,044	0,348	0,341	0,352	0,248	0,183	0,149	0,372	0,405
Mn	0,272	0,575	0,781	0,420	0,553	0,353	0,393	0,344	0,039	0,171	0,430	0,508	0,461
Ca	1,612	1,625	1,538	1,326	1,331	0,084	0,084	0,074	0,610	0,649	0,690	0,080	0,081
Fe	1,071	0,772	0,656	1,203	1,072	2,215	2,182	2,230	2,103	1,997	1,731	2,040	2,053
Σ	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Molekulárne % konečných členov skupiny granátov													
Uvarovit	0,00	0,31	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,09	0,00	0,12	0,03	0,00	0,00
Andradit	0,96	6,43	4,38	3,78	4,48	3,62	0,52	0,59	0,94	0,76	2,09	2,28	4,56
Grossular	52,77	47,37	46,86	40,40	39,80	0,00	2,30	1,77	19,40	20,72	20,87	0,40	0,00
Pyrop	1,50	0,93	0,81	1,72	1,44	11,49	11,37	11,70	8,27	6,10	4,94	12,38	13,23
Almadin	35,67	25,79	21,87	40,10	35,75	73,11	72,72	74,34	70,08	66,58	57,71	67,98	67,11
Spessartin	9,08	19,15	26,04	13,97	18,44	11,75	13,08	11,47	1,29	5,70	14,34	16,93	15,08
Spolu	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

1. poz. – okraj zrna

2. poz. – stred zrna

Získané údaje potvrdili, že viac-menej tá istá závislosť platí i v študovanom kontaktne metamorfovanom komplexe. Vo vnútornom okraji vnútornej zóny kontaktnej aureoly sú hodnoty K v rozsahu 5,6–7,4 na okraji a v strede zrn 5,2–9,8.

Vo vonkajšom okraji vnútornej zóny kontaktnej aureoly majú hodnoty K rozsah 11,8–14,6 na okraji a 5,6–13,6 v strede kryštálov. Vzostupný trend krivky hodnôt K so vzdialenosťou od kontaktu, teda s klesajúcou teplotou, ukazuje diagram na obrázku 9.

Relatívne vyššie hodnoty K voči vnútornému okraju kontaktnej aureoly sú zaznamenané v okrajovej časti samotného granitoidného telesa a v aplitových žilách. To potvrdzuje, že chemické zloženie minerálov kontaktnej aureoly je silne ovplyvnené nielen termickými a difúznymi účinkami granitoidového telesa, ale aj pôvodným chemickým zložením kontaktne metamorfovaných hornín.

Podľa A. MIYASHIRA (1973) v regionálne metamorfovaných horninách granát pri koexistencii s biotitom má vždy vyššiu hodnotu Mn/Fe⁺² i Fe⁺²/Mg.

Hodnoty Mn/Fe⁺² v kontaktnej aureole alpskeho granitoidu južného veporika :

Tabuľka 3

VI		VIII		83/78		85/78		22/80		23/80	
1. poz.	2. poz.	1. poz.	2. poz.	1. poz.	2. poz.	1. poz.	2. poz.	1. poz.	2. poz.	1. poz.	2. poz.
36,10	35,42	36,79	36,82	37,04	37,02	37,62	37,24	37,15	36,96	37,50	37,28
20,38	20,50	20,48	20,57	20,90	21,00	20,87	20,83	21,03	20,81	21,33	20,74
21,91	21,42	33,90	32,82	24,14	32,49	29,95	25,46	29,40	24,88	30,05	27,86
0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	0,00	0,03
0,43	0,33	3,03	3,25	0,97	2,58	1,27	0,92	1,44	1,11	1,27	0,98
22,85	23,87	5,20	5,74	6,62	6,68	2,97	7,90	3,20	8,45	2,59	5,16
0,21	0,19	1,57	1,55	9,50	1,55	8,76	8,57	8,72	8,38	9,10	8,45
101,88	101,73	100,97	100,78	99,18	101,33	101,45	100,93	100,98	100,63	101,84	100,50
2,927	2,879	2,946	2,948	2,990	2,804	2,978	2,969	2,949	2,953	2,953	2,984
0,073	0,121	0,054	0,052	0,010	0,196	0,022	0,031	0,051	0,047	0,047	0,016
1,875	1,844	1,880	1,890	1,979	1,678	1,925	1,927	1,918	1,913	1,932	1,941
0,125	0,156	0,120	0,108	0,021	0,322	0,074	0,073	0,080	0,084	0,068	0,057
0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,003	0,000	0,002
0,052	0,040	0,361	0,388	0,117	0,291	0,150	0,110	0,170	0,133	0,149	0,117
1,569	1,643	0,353	0,389	0,452	0,429	0,199	0,533	0,215	0,572	0,173	0,350
0,018	0,017	0,135	0,133	0,821	0,543	0,743	0,732	0,742	0,717	0,767	0,725
1,361	1,300	2,151	2,090	1,609	1,736	1,908	1,624	1,873	1,578	1,911	1,808
8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
0,00	0,00	0,00	0,09	0,03	0,03	0,03	0,03	0,12	0,12	0,00	0,09
5,91	7,28	5,98	5,33	1,02	3,15	3,71	3,62	3,97	4,19	3,39	2,82
0,00	0,00	0,00	0,00	26,32	1,23	21,01	20,74	20,62	19,58	22,19	21,23
1,63	1,24	12,05	12,79	3,88	10,24	4,99	3,64	5,67	4,40	4,96	3,89
42,93	40,40	71,69	68,93	53,63	70,26	63,60	54,17	62,42	52,61	63,68	60,28
49,51	51,07	10,26	12,84	15,08	15,07	6,63	17,78	7,17	19,06	5,75	11,66
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Granát

	I	II	VI	III	IV	V	VIII	83/78	85/78	23/80
Okraj	0,254	0,348	1,153	0,159	0,018	0,249	0,164	0,281	0,104	0,090
Stred	1,190	0,516	1,264	0,154	0,085	0,225	0,186	0,247	0,328	0,193

Biotit

	I	II	X	III	IV	V	VIII	83/78	87/78	23/80
Okraj	0,012	0,011	0,011	0,004	0,003	0,003	0,002	0,006	0,005	0,004
Stred	0,012	0,011	0,011	0,005	0,003	0,003	0,002	0,006	0,005	0,004

Zo získaných údajov možno konštatovať, že hodnoty Mn/Fe^{+2} sú v granátoch neporovnateľne vyššie ako v biotite, a to vo všetkých študovaných vzorkách.

Podobné závislosti ukazujú i hodnota Fe^{+2}/Mg .

Chemické zloženie biotitov

	I		II		III		IV		V		VIII	
	1. poz.	2. poz.	1. poz.	2. poz.	1. poz.	2. poz.	1. poz.	2. poz.	1. poz.	2. poz.	1. poz.	2. poz.
SiO ₂	35,91	36,17	37,83	38,38	38,34	37,63	37,05	37,56	38,00	38,19	37,52	38,09
Al ₂ O ₃	18,08	17,94	17,77	17,33	18,84	18,79	18,63	18,88	18,69	18,82	17,88	17,90
TiO ₂	2,88	3,00	2,40	2,53	1,92	1,82	1,97	1,95	1,83	1,87	1,50	1,75
FeO	23,17	22,98	21,40	20,94	18,51	19,86	19,60	19,22	18,87	18,84	20,46	19,78
MgO	7,04	6,98	8,26	8,05	10,46	10,08	9,66	9,88	10,87	10,87	10,94	10,74
MnO	0,28	0,27	0,23	0,23	0,07	0,09	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04
Cr ₂ O ₃	0,08	0,03	0,01	0,00	0,02	0,05	0,04	0,36	0,05	0,04	0,03	0,02
K ₂ O	8,65	9,45	9,26	8,39	8,55	8,58	9,37	8,93	8,93	8,95	8,37	8,97
Na ₂ O	0,06	0,07	0,07	0,03	0,09	0,12	0,12	0,11	0,14	0,12	0,10	0,09
CaO	0,11	0,03	0,01	0,09	0,08	0,01	0,03	0,07	0,01	0,00	0,05	0,01
Σ	96,26	96,92	97,21	95,97	96,88	97,03	96,53	97,02	97,46	97,76	96,90	97,39
Množstvá iónov v prepočte na 22 (0)												
Si	5,485	5,504	5,658	5,768	5,635	5,572	5,544	5,562	5,583	5,587	5,581	5,628
Al	3,256	3,219	3,133	3,070	3,265	3,279	3,286	3,294	3,237	3,247	3,136	3,117
Ti	0,331	0,343	0,269	0,286	0,212	0,202	0,222	0,217	0,202	0,206	0,168	0,195
Fe	2,960	2,924	2,676	2,631	2,275	2,459	2,453	2,380	2,320	2,306	2,545	2,444
Mg	1,602	1,582	1,842	1,803	2,292	2,225	2,155	2,180	2,381	2,371	2,426	2,365
Mn	0,036	0,034	0,030	0,029	0,009	0,012	0,007	0,008	0,007	0,008	0,006	0,006
Cr	0,010	0,003	0,001	0,000	0,002	0,006	0,005	0,042	0,006	0,004	0,003	0,002
K	1,685	1,835	1,768	1,609	1,603	1,621	1,788	1,686	1,673	1,670	1,588	1,691
Na	0,018	0,020	0,021	0,009	0,027	0,034	0,033	0,032	0,041	0,033	0,028	0,026
Ca	0,019	0,006	0,001	0,015	0,013	0,001	0,006	0,011	0,001	0,000	0,008	0,001
Σ	15,402	15,470	15,399	15,220	15,333	15,411	15,499	15,412	15,451	15,432	15,489	15,475

1. poz. – okraj zrna

2. poz. – stred zrna

Fe⁺²/Mg v granátoch:

	I	II	VI	III	IV	V	VIII	83/78	85/78	23/80
Okraj	23,951	23,452	25,966	6,359	8,491	5,490	5,498	13,729	12,739	12,850
Stred	26,683	24,587	32,255	6,340	10,883	5,075	9,391	5,960	14,974	15,416

Fe⁺²/Mg v biotitoch:

	I	II	X	III	IV	V	VIII	83/78	85/78	23/80
Okraj	1,848	1,453	1,452	0,993	1,138	0,974	1,049	1,043	1,072	0,875
Stred	1,847	1,459	1,415	1,105	1,105	0,972	1,033	1,048	1,134	1,268

Zmeny v obsahoch Mg, Fe a Mn sú v obidvoch koexistujúcich mineráloch výrazne závislé od zmien teploty, a teda od vzdialenosti od kontaktu s granitoidom.

Metodika spracovania

Analýza granátov a biotitov bola robená na elektrónovom mikroanalyzátoe Super probe 733. V tejto práci ide o prvé a širšie uplatnenie tohto prístroja u nás (ČSSR), oboznamuje širšiu geologickú verejnúť so základnými parametrami a vlastnosťami tohto prístroja.

Tabuľka 4

X		83/78		87/78		22/80		23/80		24/80	
1. poz.	2. poz.	1. poz.	2. poz.	1. poz.	2. poz.	1. poz.	2. poz.	1. poz.	2. poz.	1. poz.	2. poz.
37,18	37,76	37,25	37,89	37,57	37,93	37,58		37,74	37,11	37,48	37,76
17,41	17,82	18,52	18,79	18,56	18,47	19,17		19,17	19,00	18,89	18,19
2,17	2,29	1,65	1,69	1,89	1,85	1,87		2,01	1,89	1,71	2,03
21,86	21,08	19,18	19,16	19,78	20,22	18,67		20,58	21,07	18,28	18,66
8,44	8,36	10,32	10,26	10,35	10,01	9,97		9,42	9,32	11,73	11,05
0,23	0,24	0,11	0,12	0,10	0,09	0,16		0,07	0,09	0,10	0,09
0,06	0,00	0,12	0,05	0,01	0,04	0,07		0,05	0,05	0,12	0,08
9,58	9,01	8,65	8,83	8,52	9,26	8,81		8,86	8,58	9,25	9,32
0,09	0,07	0,07	0,05	0,06	0,08	0,21		0,23	0,25	0,16	0,12
0,03	0,05	0,13	0,07	0,01	0,01	0,04		0,01	0,00	0,17	0,02
97,05	96,68	96,00	96,91	96,85	97,97	96,54		98,14	97,36	96,89	97,32
5,612	5,666	5,571	5,603	5,571	5,591			5,543	5,516	5,556	5,573
3,098	3,151	3,265	3,275	3,244	3,210			3,320	3,329	3,127	3,164
0,247	0,259	0,186	0,188	0,211	0,206			0,232	0,212	0,191	0,225
2,758	2,645	2,398	2,370	2,453	2,492			2,528	2,618	2,267	2,303
1,899	1,869	2,300	2,260	2,288	2,198			2,061	2,064	2,592	2,431
0,030	0,030	0,014	0,015	0,013	0,012			0,009	0,011	0,012	0,011
0,007	0,000	0,014	0,006	0,001	0,005			0,006	0,006	0,014	0,010
1,844	1,724	1,650	1,665	1,611	1,741			1,659	1,627	1,749	1,755
0,028	0,019	0,019	0,015	0,016	0,023			0,065	0,071	0,045	0,033
0,004	0,008	0,021	0,010	0,001	0,002			0,001	0,000	0,027	0,004
15,526	15,371	15,438	15,408	15,409	15,479			15,424	15,454	15,580	15,509

Super probe 733 (JCSA-733) je viacúčelové zariadenie. Prístroj má 4 kanálové úsporiadanie rtg – spektrometrov disperzného typu s výstupným uhlom 40° a s 8 kryštálmi pre analýzu prvkov bór – urán. „Braggove“ spektrometre, stolík vzoriek a analyzátory sú plne riadené a kontrolované ríadiacim počítačom PDP 11/04.

Fokusovaný elektrónový lúč o minimálnom priemere 7 mm dovoľuje okrem analýzy chemických prvkov použitie aj na povrchové riadkovanie vzoriek pomocou sekundárnych elektrónov. Interakcia primárnych elektrónov so vzorkou dáva príležitosť na záznam odrazených elektrónov, absorbovaných elektrónov, katodoluminiscencie, Y modulácie, ale tiež i na čiarové a plošné analýzy.

K podstatným zmenám oproti predchádzajúcim typom mikrosond došlo v oblasti softwarovej.

Počítač okrem ríadiacej činnosti má i klasickú výpočtovú techniku na výpočet veľmi zložitých a náročných matematických postupov. Programovací jazyk JASCAL bol špeciálne vyvinutý vo firme JEOL.

S počítačom bolo dodaných niekoľko základných programov. Ide o program na výpočet korekčných faktorov podľa Benceho a Albbeho, program na výpočet korekcií metódou ZAF, program kvalitatívnej analýzy, program kontúrových máp. Uvedené programy sa používajú v režime „on line“. Softwarové vybavenie je napokon doplnené korekčným programom ZAFOM v režime „off line“ pre terminálové prepojenie od zákazníka k sonde. Bodové kvantitatívne analýzy po korekcií metódou ZAFO sa analyzovali pri 20 KV a prúdoch 20–30 nA. Časť štandardov bola použitá vo forme čistých kyslíčnikov získaných od firmy TAYLOR, druhú časť tvorili zlúčeniny ako štandard (willemit, olivín, ortoklas, albit). Každá analýza predstavuje priemer z 3–5 bodov v závislosti od homogenity vzorky. U niektorých vzoriek granátov z dôvodu zonálnosti sme sa obmedzili na 1–2 body.

Na pracovisku elektrónovej mikrosondy pre urýchlenie a komplexné spracovanie výsledkov boli urobené podprogramy na výpočet počtu atómov v mineráli a prepočty na jednotlivé zastúpenie zložiek v granátoch. Obrázky kompozície a rozdelenia jednotlivých chemických prvkov boli robené na riadkovacom mikroskope JCSA 733. Rozlišovacia schopnosť pre odrazené elektróny (komp.) je rádovo lepšia než v predchádzajúcich prístrojoch.

Zhrnutie

V južnej časti veporika vystupujú alpínske neskoroorogénne granitoidy, ktoré sledujú priebeh ľubenicko-margecianskej línie. Granitoidy majú mineralogické zloženie biotitických granodioritov s výraznou afinitou k tonalitom. Pozdĺž južného a juhovýchodného okraja ich vystupovania kontaktne metamorfujú obal južného veporika – mladopaleozoické metasedimenty revúckej skupiny a spodnotriasové metasedimenty federátskej skupiny. Metamorfná premena týchto metasedimentov je zložitá, podmienená prívodom tepelnej energie a súčasným pôsobením horotvorného tlaku. Vzniknutá asociácia metamorfných minerálov je podobná ako faciálne série, typické pre regionálnu nízkotlakovú metamorfózu, ktoré vznikajú za vysokého geotermického gradientu. Zdroj tepelnej energie, jazykovitá intrúzia biotitického granodioritu až totalitu vychádza na povrch, čo je podmienené jeho postavením v alpínskej tektonogenéze. Ako typ neskoroorogénneho magmatitu má hlavne v južnej a juhovýchodnej časti veporika i štruktúrne znaky podporchového intrudujúceho telesa.

Premena sedimentov v južnej a juhovýchodnej časti veporika je charakterizovaná dvoma metamorfnými faciami:

A) fácia zelených bridlíc nízkotlakového typu, predstavovaná minerálnou asociáciou kremeň–muskovit–chlorit–klinozoit±albit, rutil, grafit, sporadicky biotit

B) fácia amfibolitová nízkotlakového typu – kremeň–biotit–almandín–ortoklas–amfibol–titanit±kordierit, sillimanit, magnetit.

Pri premene vhodných sedimentov, bohatých na Al_2O_3 , vznikol v nižšiemperovanej zóne chloritoid a za mimoriadne špecifických podmienok distén (obidva minerály opísal S. VRÁNA 1964a z oblasti tektonického styku gmerika a veporika).

Zloženie koexistujúcej dvojice minerálov granát – biotit bolo sledované v smere so vzdialenosťou od kontaktu granitoidov s metasedimentmi.

Granáty majú progresívnu zonálnosť so zvyšujúcim sa obsahom MgO a FeO v okrajovej časti zrn. Zmeny v chemickom zložení granátov sú pozorované i laterálne so vzdialenosťou od priameho kontaktu granitoidu s metasedimentmi.

So vzdialenosťou od kontaktu klesá obsah MgO a FeO, a naopak, stúpa obsah CaO, MnO a Cr_2O_3 .

Zmeny v chemickom zložení zrn minerálov v smere od stredu po okraj boli zistené i u biotitov. Všeobecne sa v okrajových častiach biotitov mierne zvyšuje obsah MgO a FeO, menej výrazne tiež TiO_2 , a naopak, znižuje sa obsah K_2O .

Výraznejšie zmeny v obsahu týchto kyslíčnikov sa prejavili so vzdialenosťou od kontaktu. V tomto smere klesá obsah FeO a TiO_2 , a naopak, stúpa obsah K_2O .

Progresívnu zonalitu granátov a obohatenie o almandínovú zložku vo vonkajšom leme zrn možno porovnať mimo plášťa i v samotných granitoidoch. Svedčí to o viacetapovitosti vývoja orogénnej zóny a s ňou i magmatického telesa a o zvyšovaní tlaku v druhej etape vývoja.

Tretia etapa bola pravdepodobne už obdobím konsolidácie, kedy vznikali minerálne asociácie pneumatolytického a hydrotermálneho štádia, viazané na granitoidové teleso, a tiež postkinematické minerály, ktoré sú skôr odozvou na podmienky relatívne vyššieho tlaku (chloritoid, distén).

Regionálno-termické účinky alpínskeho granitoidu pri jeho severozápadnom obmedzení (voči kryštaliniku hronského, kráľovohoľského a klenovského komplexu) majú injekčno-metasomatický charakter. Na odlišný charakter kontaktnej premeny v podloží a nadloží granitoidovej intrúzie upozornil už J. KAMENICKÝ (1977). Minerálne asociácie, ktoré pri tejto premene vznikli, vystupujú v štruktúre relatívne starších kryštalickej bridlic ako mladšie. S týmito procesmi pravdepodobne súvisí i regresná zonalita granátov v metagranitoch, opísaná S. VRÁNOM (1980).

V práci sme priniesli faktické doklady o metamorfnej premene na koexistujúcich mineráloch (granát-biotit) na základe analýz metódou lokálnej mikroanalýzy.

Literatúra

- ALBEE, A. L. 1965: Distribution of Fe, Mg and Mn between garnet and biotite in natural mineral assemblages. *J. Geol.* 73, Chicago, 155–164.
- ANDRUSOV, D. – ZOUBEK, V. 1953: Prehľad geologickej stavby a jej vzťah k zrudneniu. *Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied*, 4, 3–4, Bratislava, 539–557.
- BEZÁK, V. 1982: Komplexy metamorfítov a granitoidov v kohútskom pásme veporid. *Geol. Práce, Správy* 78, Bratislava, 65–71.
- BIELY, A. 1955: Geologické pomery v okolí Lovinobane. *Geol. Práce, Správy* 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 125–131.
- BÖCKH, H. 1908: Über die geologische Detailaufnahme des in der Umgebung von Nagyrőce, Jolsva und Nagyszlabos gelegenen Teiles des Szepes-Gömörer Erzgebirges. *Jahresb. d. k. ung. geol. Anstalt, Budapest*.
- DEER, W. A. – HOWIE, R. A. – ZUSSMAN, J. 1962: Rock-forming minerals. Vol. 3. Sheet silicates. London, 5–316.
- FUSÁN, O. a kol. 1962: Vysvetlivky ku prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000. List Rimavská Sobota, Bratislava.
- GAÁL, L. a kol. 1980: Vysvetlivky ku geologickej mape v mierke 1:25 000 – list Ratkovská Suchá. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–110.
- GREGOR, T. a kol. 1976: Vysvetlivky ku geologickej mape v mierke 1:25 000 – list Jelšava. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–120.
- ILLÉS, W. 1908: Beitrag zur Geologie des Gebietes zwischen dem Kiss Sajó und dem Baloghbach im Kom. Gömör. *Jahresb. d. k. ung. Geol. Anstalt, Budapest*.
- KAMENICKÝ, J. 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathians Mts.). *Mineralia slov.* 9, 3, Bratislava, 161–184.
- KANTOR, J. 1960: Kriedové orogenetické procesy v svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika (Kohútske pásmo). *Geol. Práce, Správy* 19, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–26.
- KLINEC, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Zborn. geol. vied, Západné Karpaty*, 6, Bratislava, 7–28.
- KLINEC, A. 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria – Veporské rudohorie stred a Nízke Tatry. vých. časť 1 : 50 000. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- KLINEC, A. – LEHOTSKÝ, I. – VRÁNA, S. 1962: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 – list Revúca. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–180.
- KUTHAN, M. a kol. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000. List Zvolen, Bratislava.
- LYONS, J. B. – MORSE, S. A. 1970: Mg/Fe partitioning in garnet and biotite from some granitic, pelitic and calcic rocks. *Amer. Mineralogist* 55, 231–245.
- MAHEL, M. a kol. 1967: Regionální geologie Československa, část Záp. Karpaty, ČSAV, Praha, 1–450.
- MAŠKA, M. – ZOUBEK, V. 1961: Základní tektonické členění Západních Karpat (československých) a jejich předneoideální základ. In: T. Buday a kol. – *Tektonický vývoj Československa*. Naklad. ČSAV, Praha, 157–249.

- MIŠŤK, M. 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 4, 3-4, Bratislava, 557-589.
- MIYASHIRO, A. 1973: Metamorphism and Metamorphic Belts. London, 7-479.
- MIYASHIRO, A. - SHIDO, F. 1973: Progressive compositional change of garnet in metapelite. Lithos 6, 13-20.
- NEMČOK, A. 1953: Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied 4, 3-4, Bratislava, 589-623.
- PITCHER, W. S. - SINHA, R. S. 1958: The petrochemistry of the Ardara aureole. Geol. Soc. London Quart. J. 113, London, 393-408.
- PLANDEROVÁ, E. - VOZÁROVÁ, A. 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporíd. Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129-141.
- REICHWALDER, P. a kol. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape v mierke 1:25 000 - list Ratkovské Bystré. Manuskrip - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-90.
- STRECKEISEN, A. L. 1967: Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Miner. Abh. 107, 2, Stuttgart, 144-240.
- ŠUF, J. 1933: Nástin geologických poměrů území západně od Železníku na Slovensku. Věst. Král. čes. spol. nauk, 2, Praha.
- ŠUF, J. 1937: Zpráva o nálezištích užitečných nerostů v okolí Hnúšti na Slovensku se zvláštním zretelem ke geol. poměrům této oblasti. Ban. svět. 16, 2-4, Praha, 44-46.
- ŠUF, J. 1938: Zpráva o geologických poměrech a ložiskách užitečných nerostů v okolí Kokavy na Slovensku. Věstník SGÚ, 14, Praha.
- VARGA, I. 1963: Príspevok ku geológii magnetizového karbónu medzi západným Turcom a Rimavou. Geol. Práce, Správy 29, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 31-47.
- VASS, D. a kol. 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape v mierke 1:25 000 - list Hrachovo. Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-70.
- VITALIS, Š. 1908: Beiträge zur Geologie des Gebietes zwischen Rima - und Baloghbach. Jahresb. d. k. ung. geol. Anstalt, Budapest, 52-62.
- VOZÁROVÁ, A. - VOZÁR, J. a kol. 1979: Permian of the West Carpathians. Guide - book for Geol. exc. Symposium Permian of the West Carpathians. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-79.
- VOZÁROVÁ, A. - VOZÁR, J. 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. Geol. Práce, Správy 78, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 169-194.
- VRÁNA, S. 1964a: Chloritoid and kyanite zone of Alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and the Veporides (Slovakia). Krystalinikum 2, ČSAV, Praha, 125-143.
- VRÁNA, S. 1964b: Petrogeneze veporidního krystalinika v okolí Slavošovec. Geol. Práce, Správy 33, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5-31.
- VRÁNA, S. 1980: Newly-formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. Čas. pro min. a geolog. 25, 1, Praha, 41-54.
- ZOUBEK, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věstn. Stát. geol. Úst. 12, Praha, 207-239.
- ZOUBEK, V. 1957: Hranice gmerid s veporidami. Geol. Práce, Zošit 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 38-50.

Changes in chemical composition of garnets and biotites from contact aureole of Alpine granitoids in southern part of Veporicum

Summary

In the southern part of the Veporicum are Alpine late-orogenic granitoids following the Lubeník – Margecany line. Granitoids have mineralogical composition of biotitic granodiorites with distinct affinity to tonalites. On the southern and south-eastern margin they cause contact metamorphism of the cover of the southern Veporicum – the Late Paleozoic sediments of the Revúca Group and Lower Triassic sediment of the Foederata Group. Metamorphism of the sediments is complicated, by thermal energy and by the influence of orogenic pressures. The resulting association of metamorphic minerals, similar to facies series typical of regional low-pressure metamorphism, which form in the conditions of high geothermic gradient. The source of thermal energy a lingulate intrusion of biotitic granodiorite or tonalite-crops out which is due to its position in the Alpine tectogenesis. As a type of late-orogenic magmatite – mainly in the southern and southeastern part of Veporicum – it shows also structural characters of a subsurface intrusion.

Alteration of sediments in the southern and southeastern part of the Veporicum is characterized by two metamorphic facies:

A. green schist facies of low-pressure type, represented by the mineral association of quartz-muscovite-chlorite-clinzoisite \pm albite, rutile, graphite, sporadic biotite,

B. amphibolite facies of low-pressure type – quartz-biotite-almandine-orthoclase-hornblende-titanite \pm cordierite, sillimanite, magnetite. In the course of alteration of favourable sediments rich in Al_2O_3 , chloritoid formed in a lower-temperate zone. Under specific conditions disthene formed (both minerals were described by S. VRÁNA 1964 from the tectonic contact of the Gemericum with the Veporicum).

The composition of the coexisting couple of minerals – garnet and biotite – was studied in strike in relation to distance from the contact of granitoids with sediments.

Garnets show progressive zonation with increasing MgO and FeO content in the peripheral parts of grains. Changes in chemical composition of garnets are visible in lateral direction in relation to distance from the direct contact of granitoids with metasediments. The MgO and FeO contents decrease with growing distance from the contact, and the CaO, MnO and Cr_2O_3 content increases.

Biotites also showed changes in chemical composition of grains of minerals from the centre to the periphery of grains. Generally the MgO and FeO contents slightly increase in peripheral parts of biotite grains, the TiO_2 content also partly increases and K_2O decreases.

Changes in the content of the oxides were more intense with the growing distance from the contact. FeO and TiO_2 content decreases and K_2O increases.

Progressive zonation of garnets and enrichment with the almandine component in the outer rim of crystals may be seen also out of the coat and in independent granitoids.

The fact is indicative of polyphasal development of the orogenic zone and of the magmatic body, as well as of increasing pressure in the second phase of the development.

The third phase might already have been a stage of consolidation when mineral associations of pneumatolytic and hydrothermal stages formed. The mineral associations were associated with the granitoid body. Postkinematic minerals (chloritoid, disthene) also formed owing rather to a higher pressure.

Regional-thermic effects of the Alpine granitoid at its NW border (against the throu Kráľová hoľa and Klenovec crystalline complexes) show injection-metasomatic character. Formerly J. KAMENICKÝ (1977) reported the different character of contact metamorphism in the basement and overlier of the granitoid intrusion. Mineral associations resulting from the metamorphism appear as younger in the structure of older crystalline schists. The processes are likely to be associated with regressive zonation of garnets in metagranites, described by S. VRÁNA (1980).

We present here facts about metamorphic alterations on coexisting minerals (garnet-biotite), based on local microanalysis.

Explanations of Tables

Table 1 Mode of granitoids (I, II, X) and of aplite (VI) in % from the loc. Krokava village

Table 2 Mode of altered sediments in %. Samples III, IV, V, VIII – loc. Krokava; samples 83-85/78 loc. Slatvina, 2 km SE of Krokava; sample 22/80 – loc. Koprášska dolina valley

Table 3 Chemical composition of garnets

Table 4 Chemical composition of biotites

Explanations of Figures

Fig. 1 Geologic Situation in Sampling Area (according to geologic map by J. VOZÁR 1981)

Cover formations: 1 – Neogene volcanites and volcanoklastics;

Gemicum: 2 – Dobšiná Group; Veporicum: 3 – fine-grained to medium-grained biotite granodiorite (Middle Cretaceous), 4–5 – Revúca Group; 4 – Rimava Formation (Permian); 5 – Slatvina Formation (Upper Carboniferous–Stephanian); 6 – studied profiles and sampling localization

A – samples I.–X., SE of Krokava village

B – samples 83/78, 85/78, 87/78 – Slatvina valley head and even ridge, SE of Krokava village

C – samples 22/80, 23/80, 24/80 – Kopráš valley, E of Lubeník

Fig. 2 Situation of granitoid/metasediment contact in area of Krokava

1 – contact-metamorphosed metasediments; 2 – granitoid; 3 – sampling localization

Fig. 3 Diagram of volume of individual components in garnets

Fig. 4 Diagram of changes in composition of garnets – centre of grain is marked with a point, arrow-head marks grain rim,

A – garnets from biotitic granodiorite and from aplite

B – garnets from internal zone of contact aureole

Fig. 5 Diagrams of relation of CaO, MnO and MgO contents to FeO contents in garnets

Fig. 6 Diagram of changes of FeO, MgO, MnO, CaO, Cr₂O₃ contents in garnets in relation to contact with granitoid body

A – biotitic granodiorite body and aplite vein

B – internal margin of high-temperate part of contact aureole

C – outer margin of high-temperate part of contact aureole

1 – grain periphery; 2 – grain centre

Fig. 7 Diagram of (CaO + MnO)/(MgO + FeO) ration in garnets in relation to distance from contact between granitoid and metasediments.

Arrow-head marks distance from contact

Fig. 8 Diagram of spatial changes in FeO, MgO, TiO₂ and K₂O contents in biotites in relation to contact between granitoid and metasediments.

A – biotitic granodiorite and aplite vein;

B – inner margin of high-temperate part of contact aureole

C – outer margin of high-temperate part of contact aureole

Fig. 9 Diagram of changes in value of K in relation to distance from contact between granitoid and metasediments

$$K = \frac{\text{Fe/Mg in garnet}}{\text{Fe/Mg in biotite}}$$

Explanations to Plates LXVII–LXVIII

Plate LXVII

sample 83/78 – Zonal garnets (Gr) depicted by means of reflected electrons (composition) with division of elements

Plate LXVIII

sample 23/80 – Couple of coexisting minerals of garnet (Gr) and biotite (Bi) depicted by means of reflected electrons and division of elements

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám

Tabuľka LXVII

Vz. 83/78 – Zonálne granáty (Gr) zobrazené pomocou odrazených elektrónov (kompozície) s príslušným rozdelením prvkov.

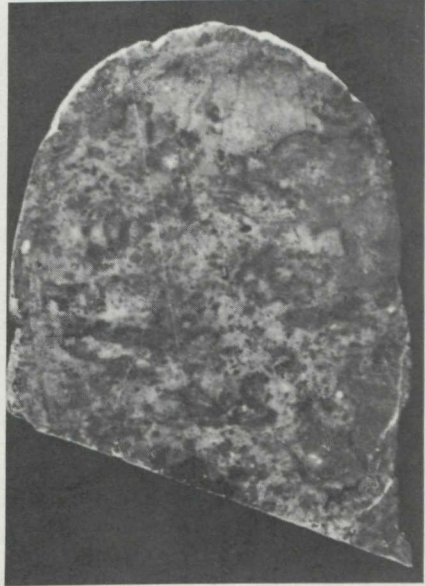
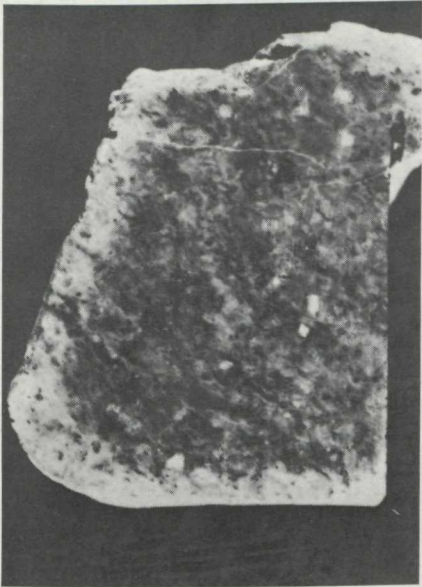
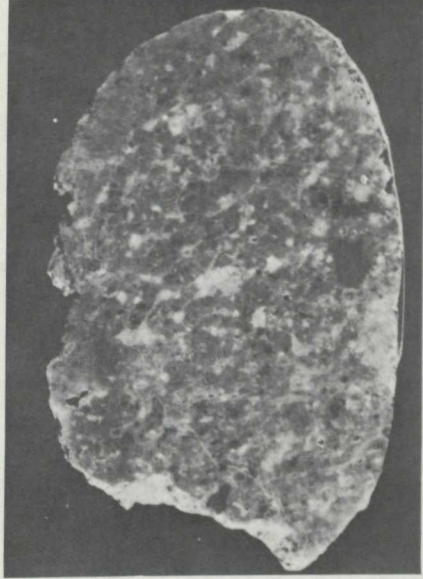
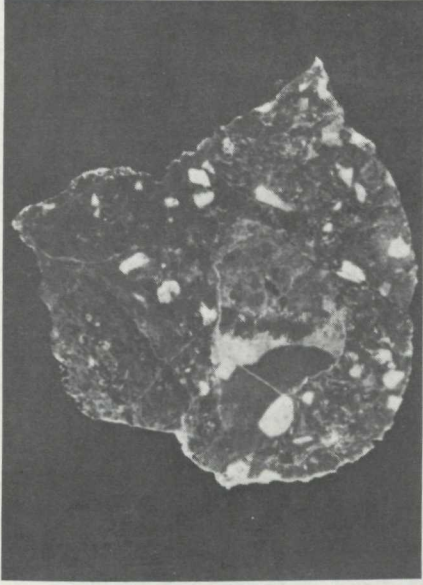
Tabuľka LXVIII

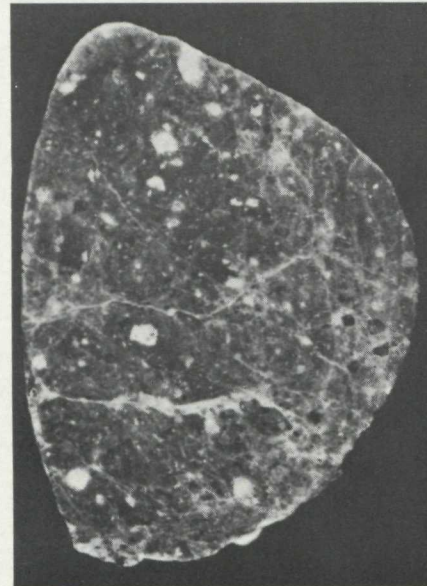
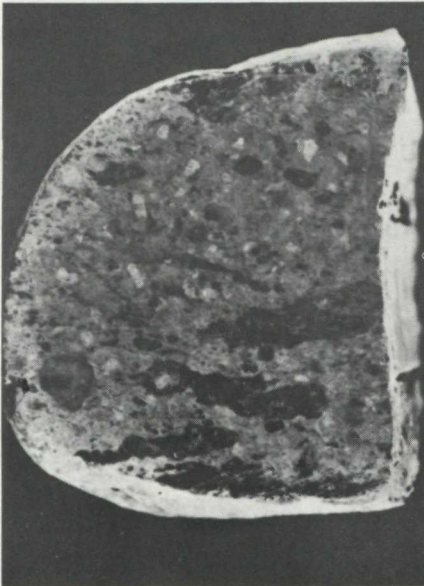
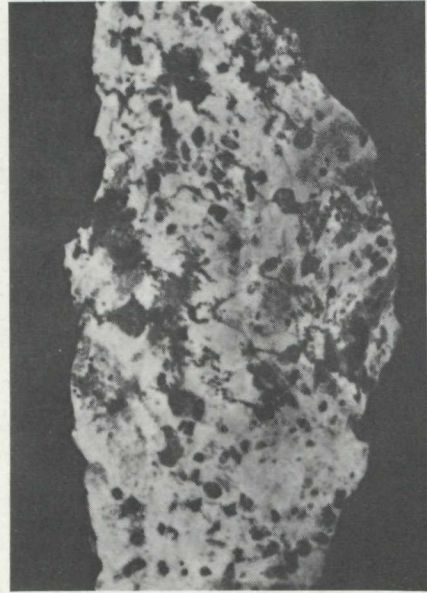
Vz. 23/80 – Zobrazenie dvojice koexistujúcich minerálov granátu (Gr) a biotitu (Bi) pomocou odrazených elektrónov a rozdelenia prvkov.

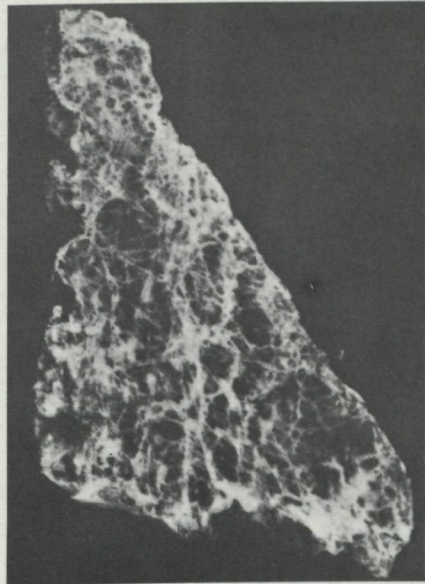
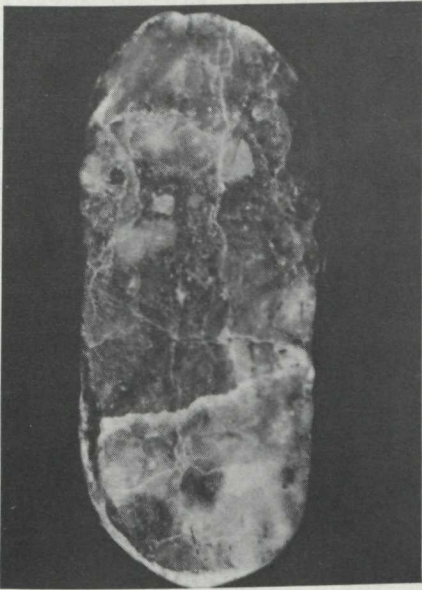
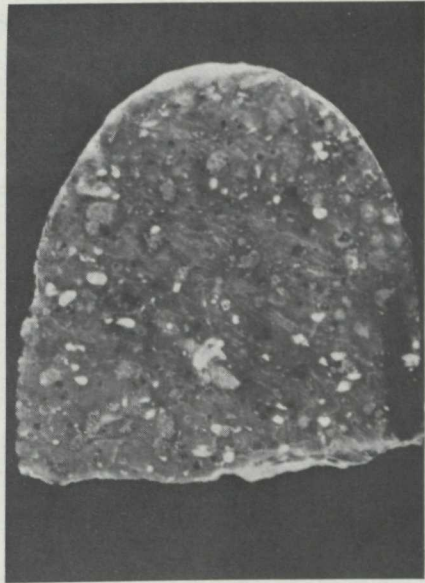
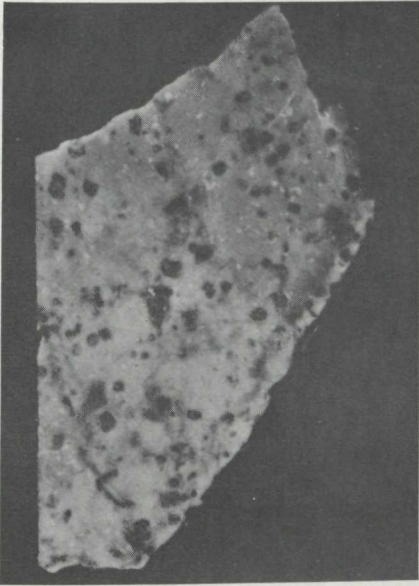
Fotografická příloha

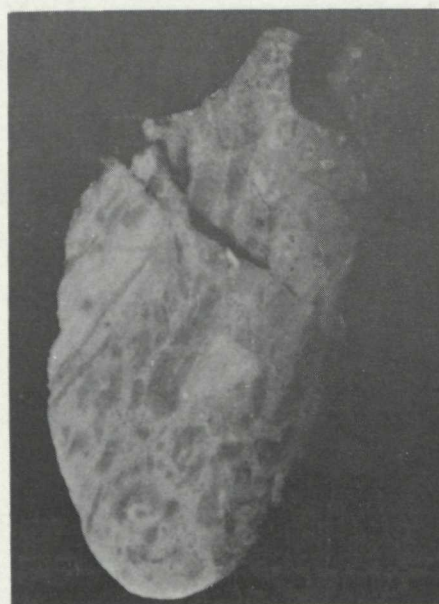
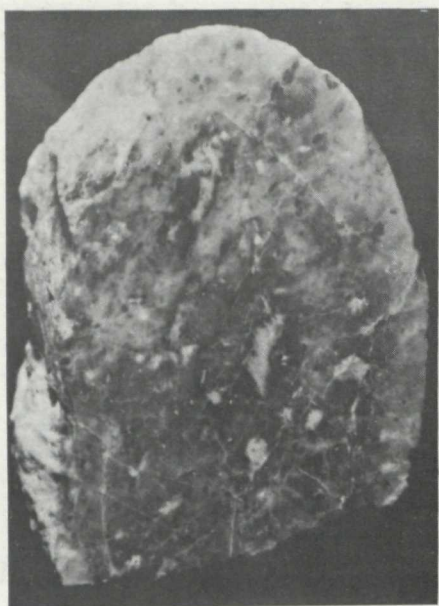
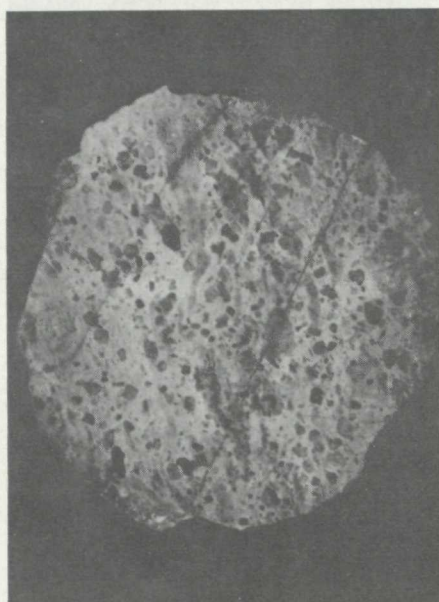
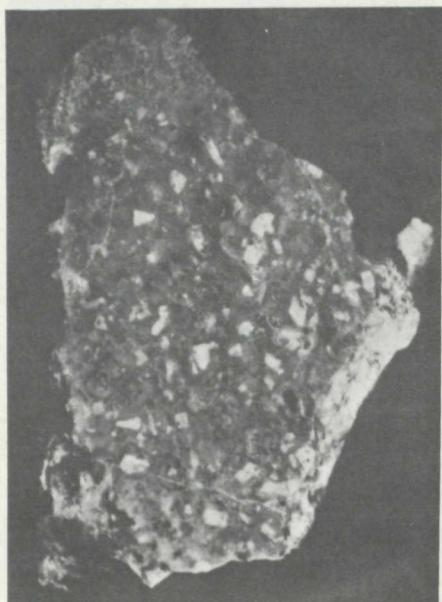
Photographs

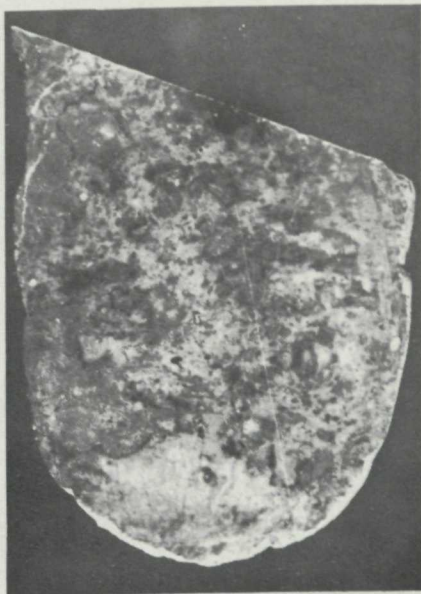
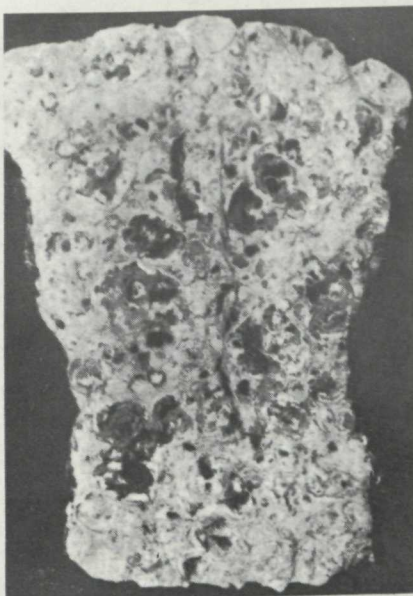
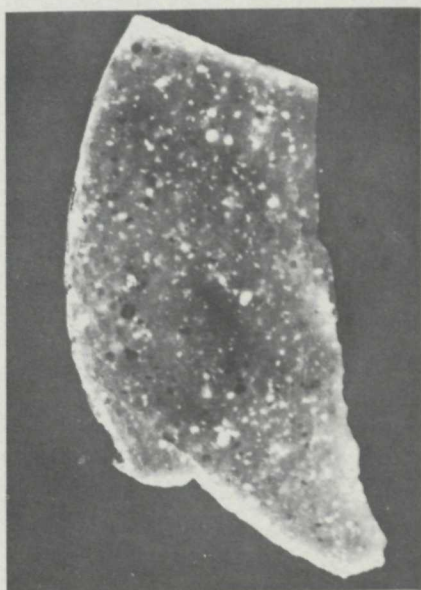
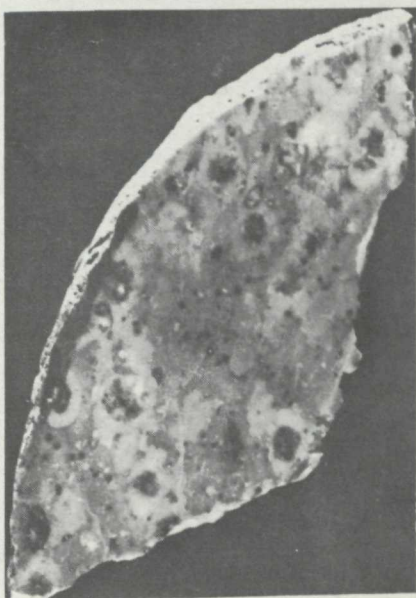
I-LXVIII

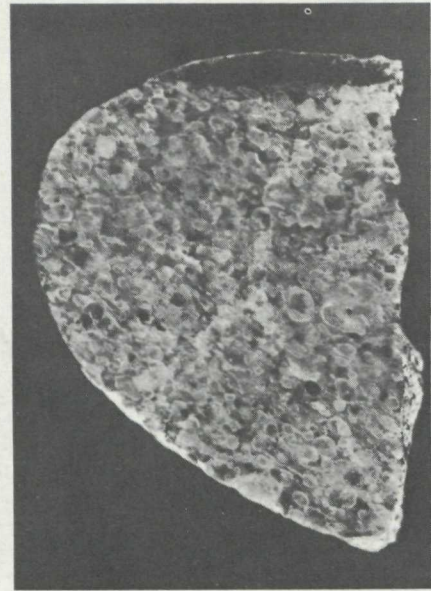
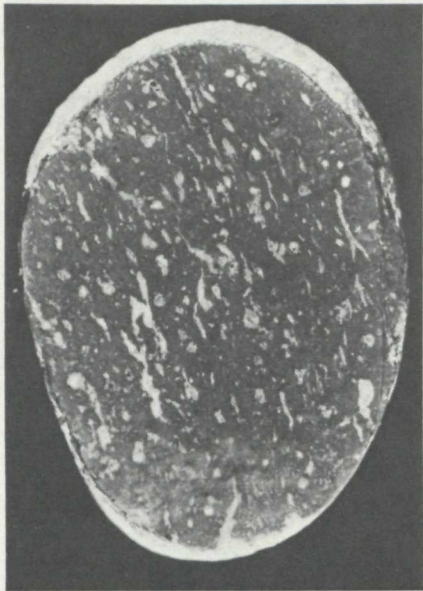
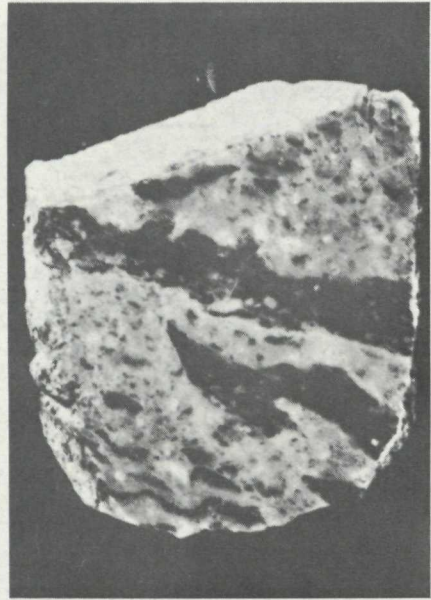
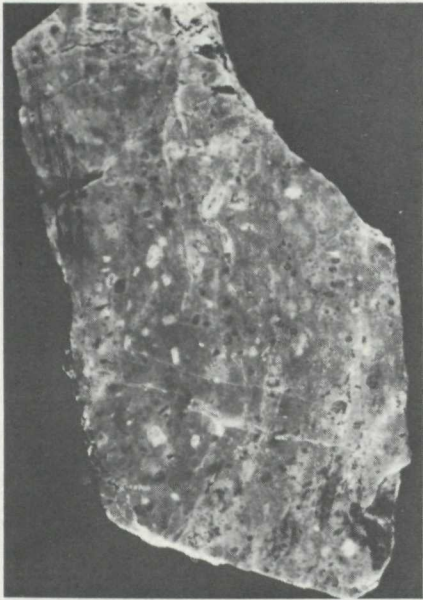


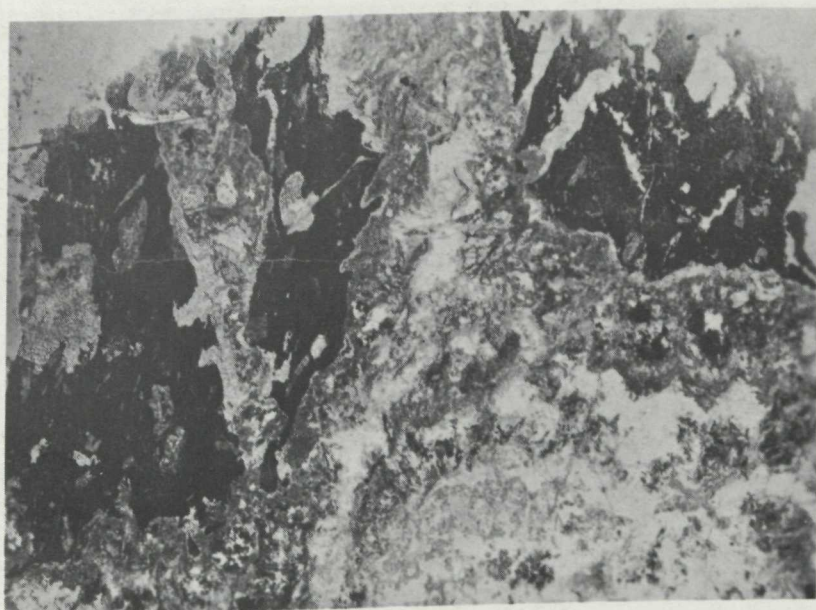


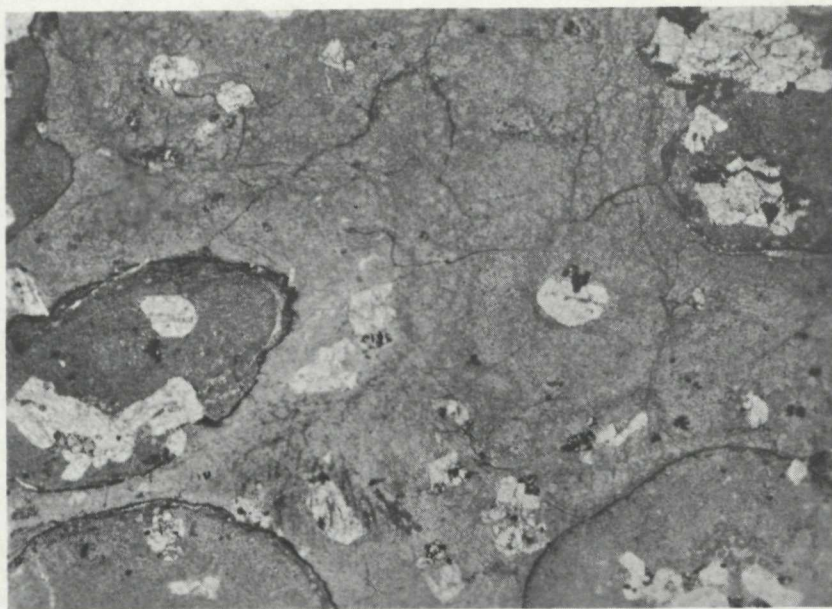
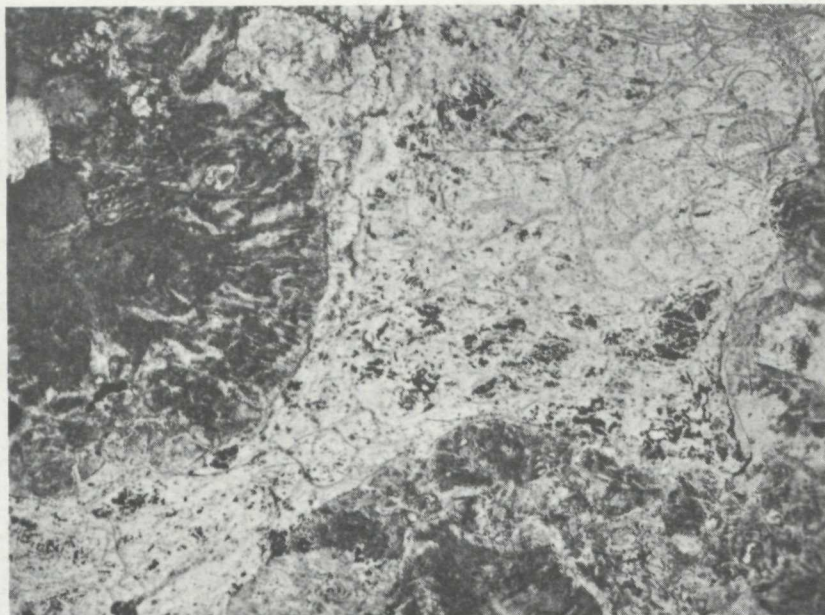


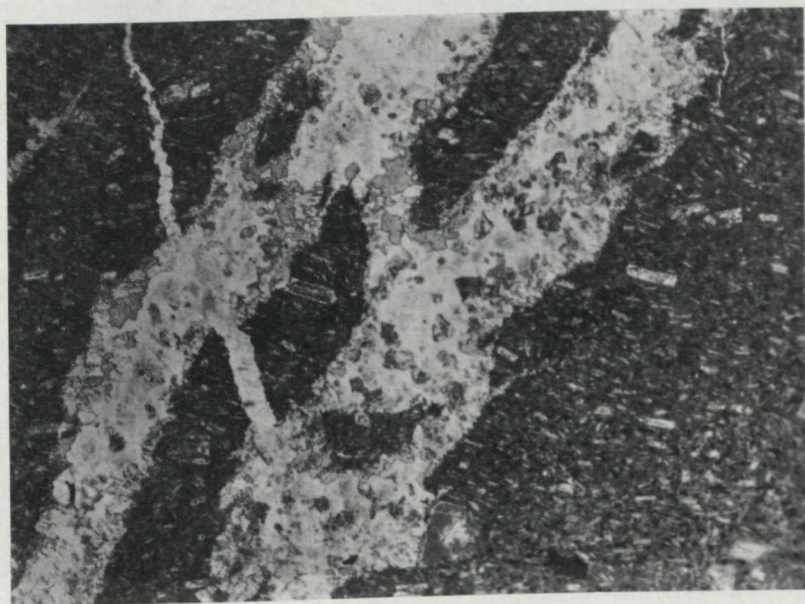


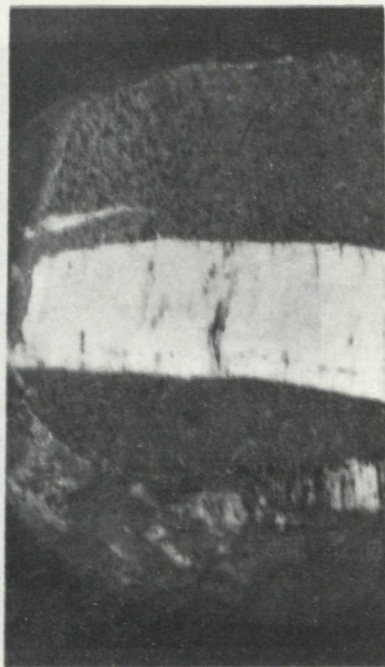
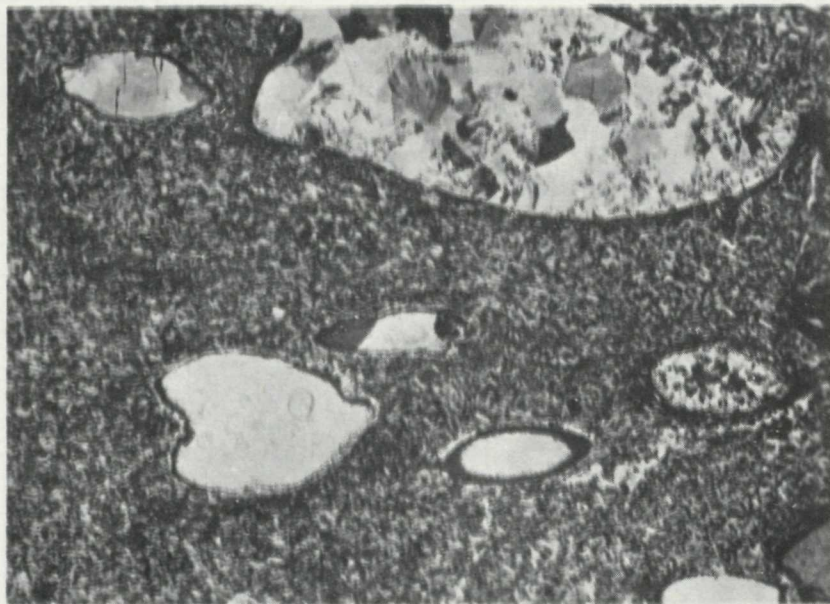


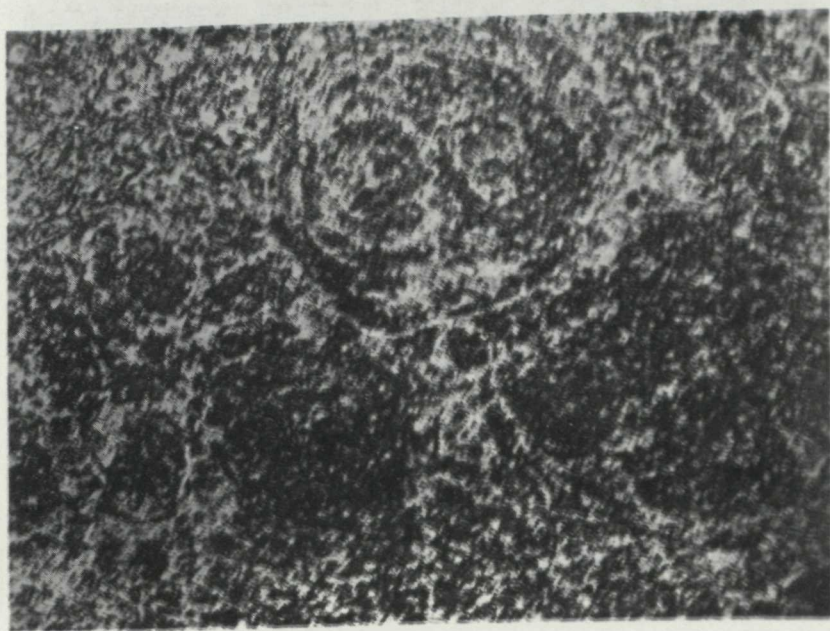
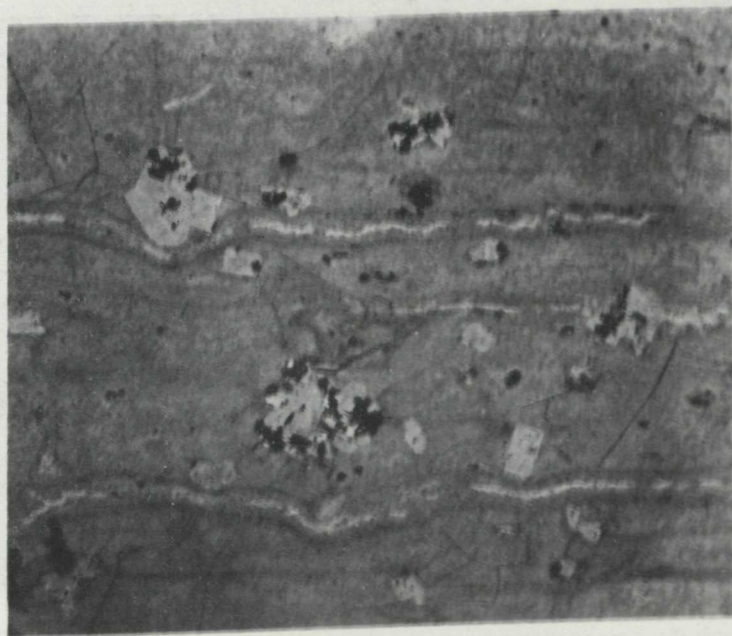






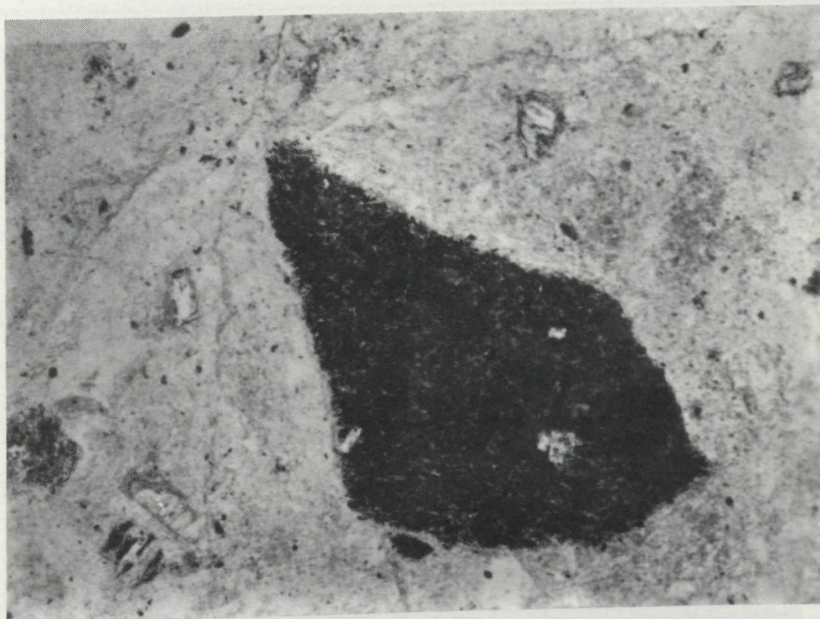


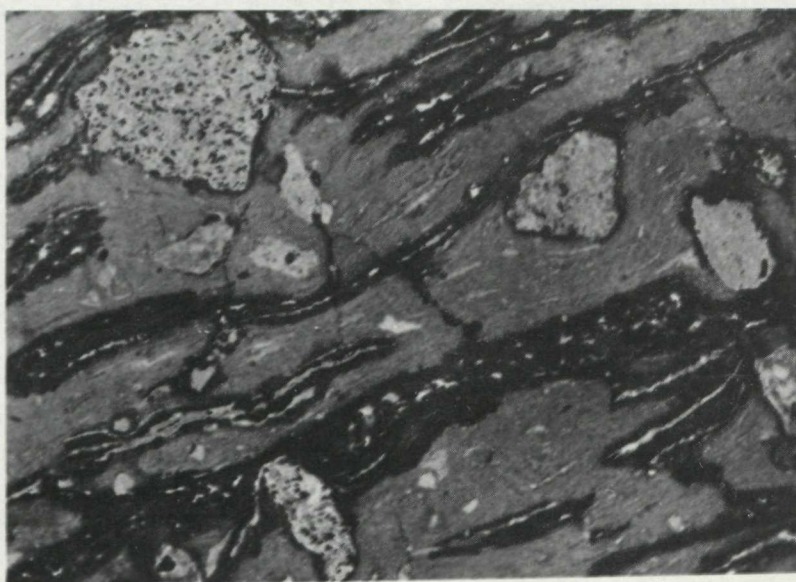
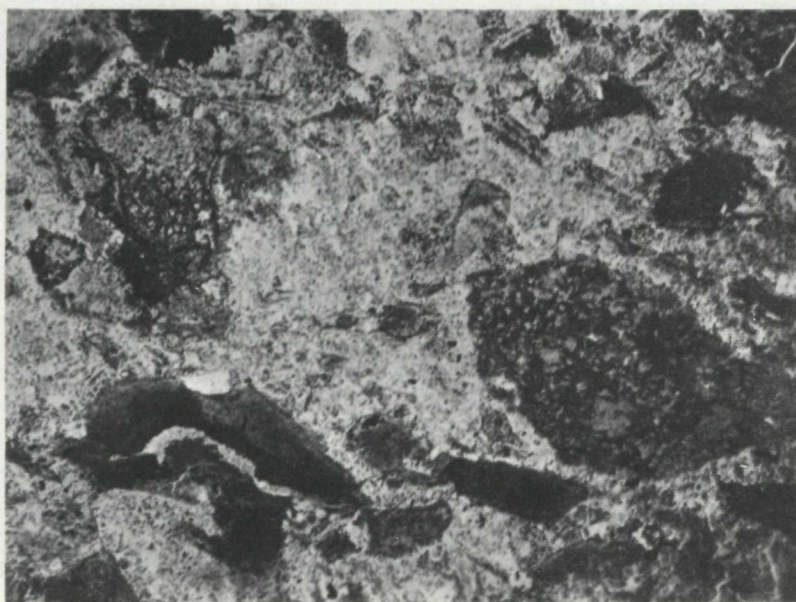


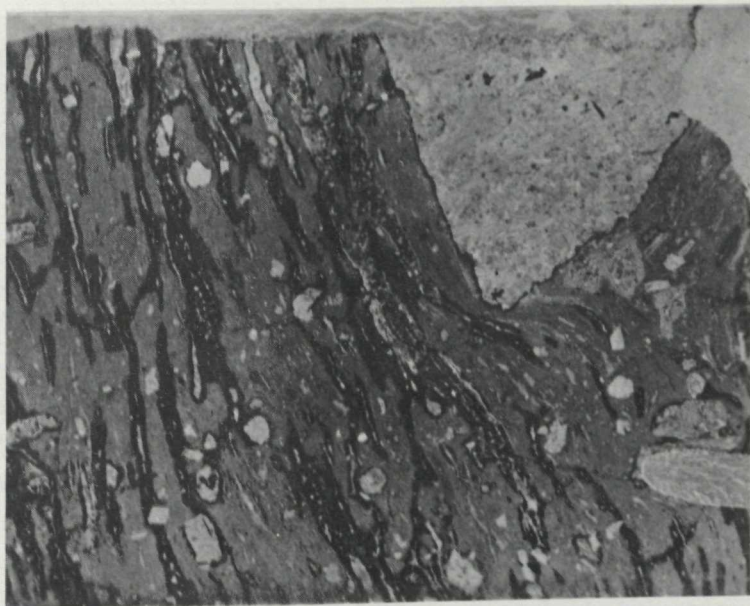


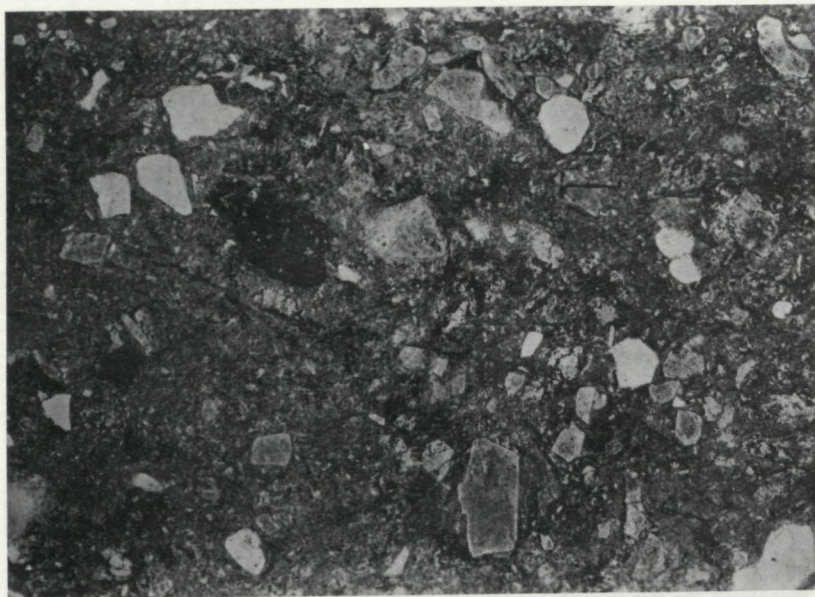
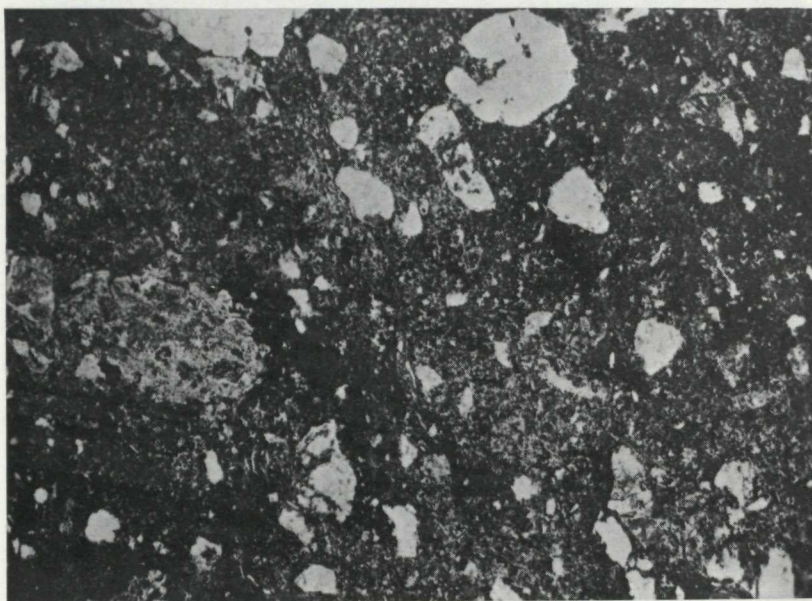
X

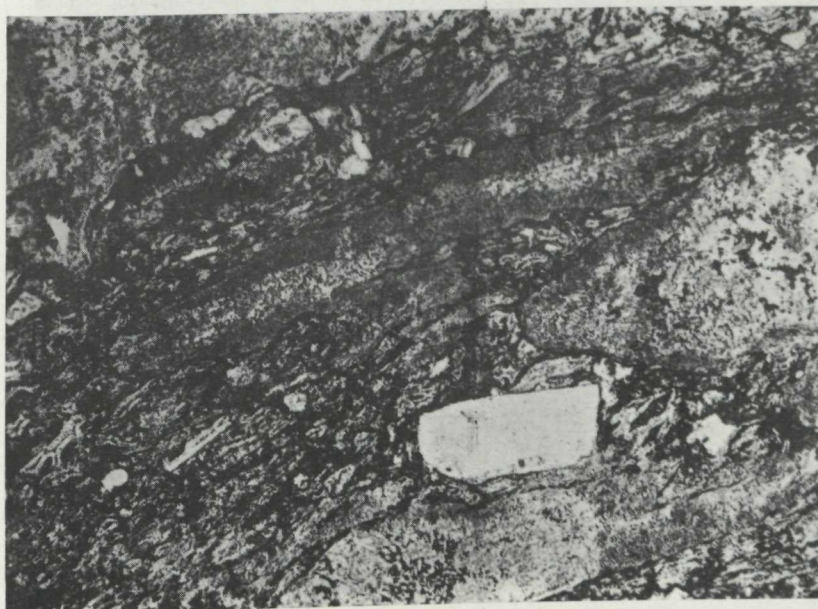


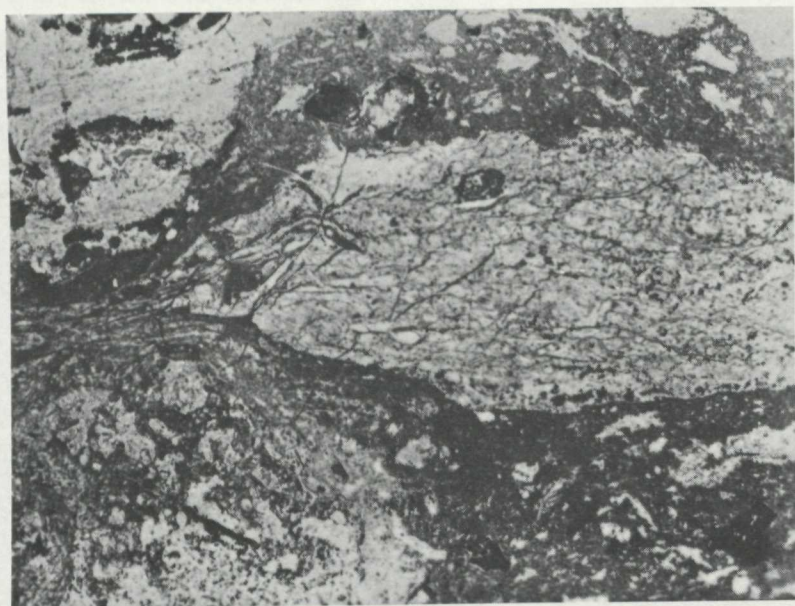


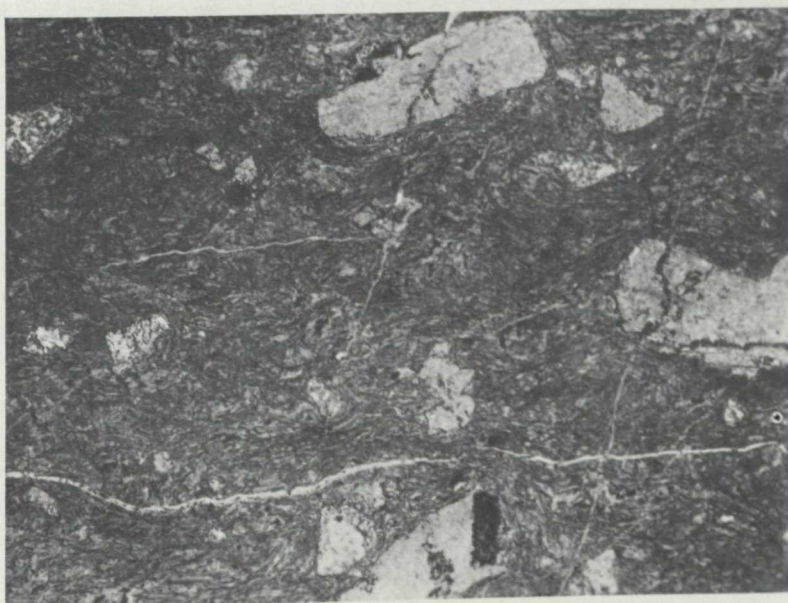


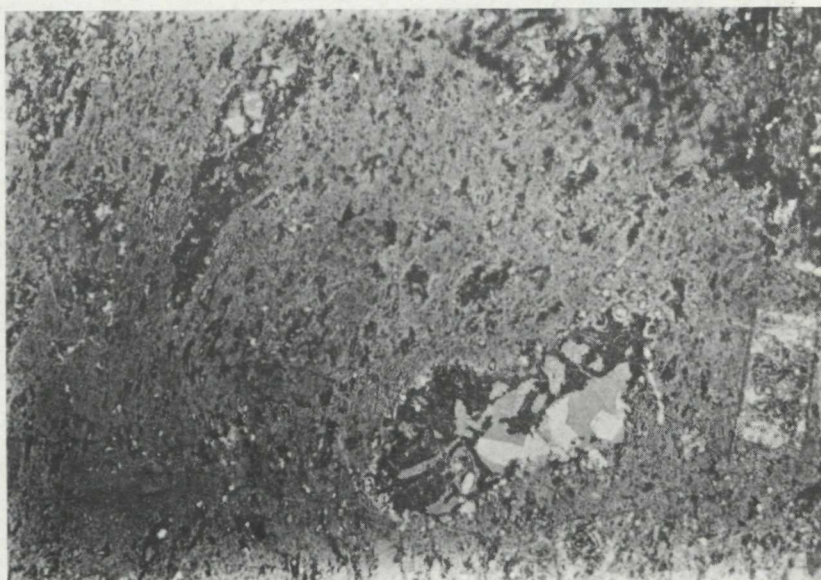
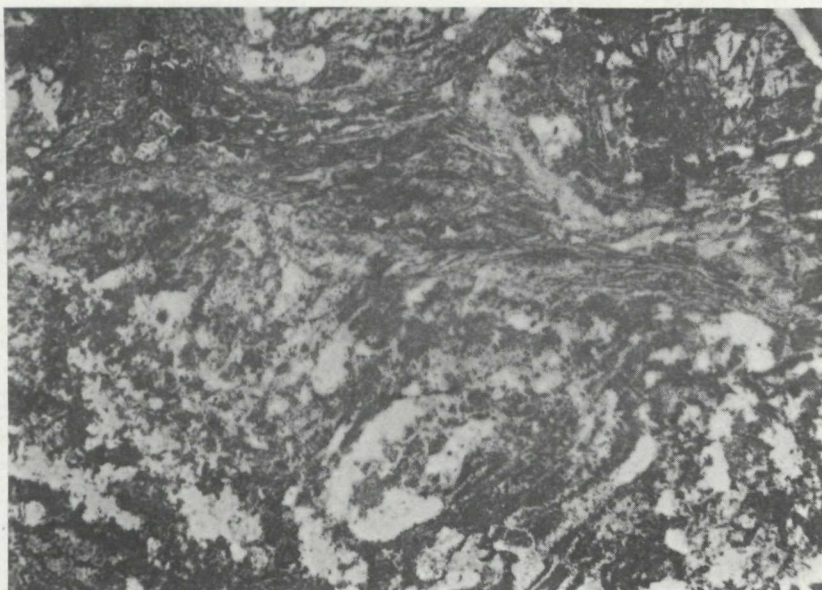


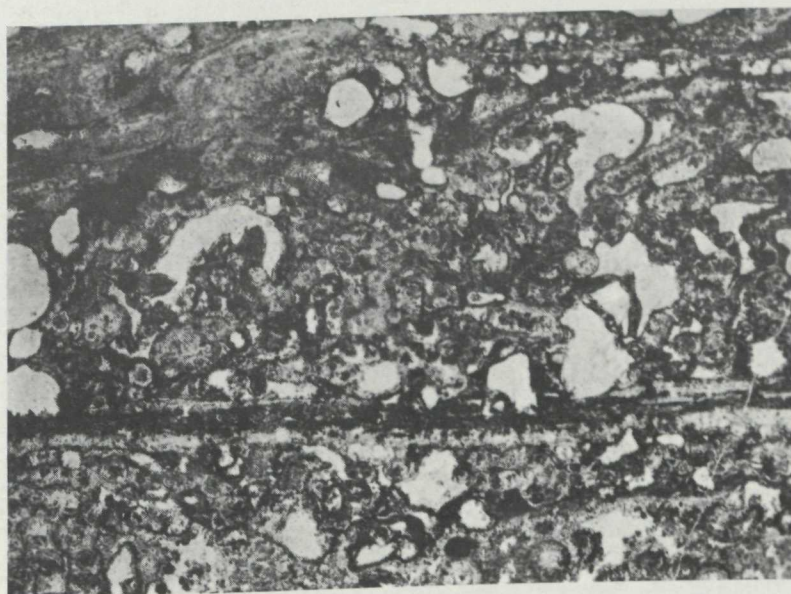
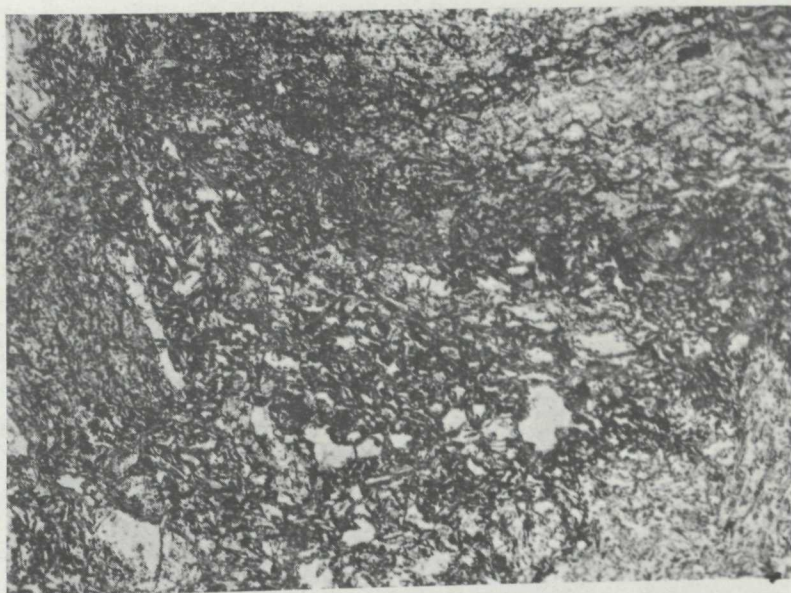


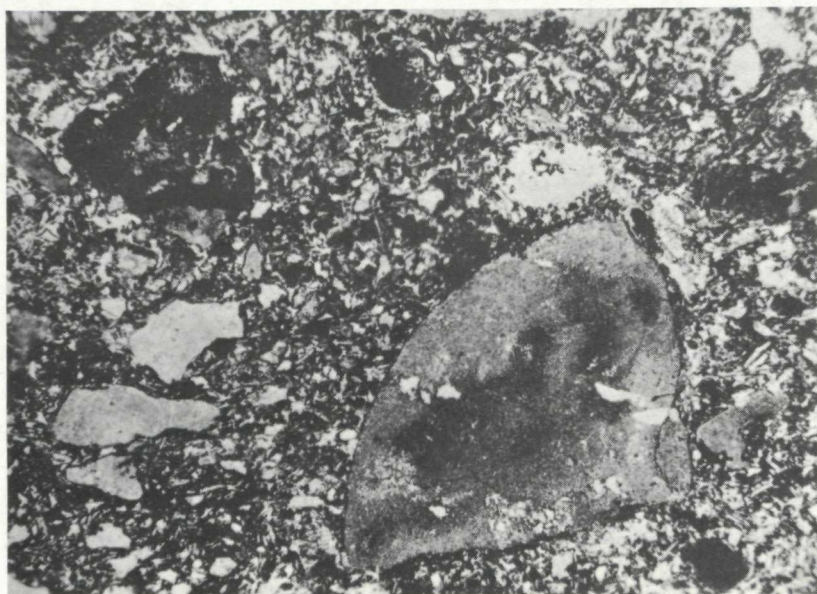
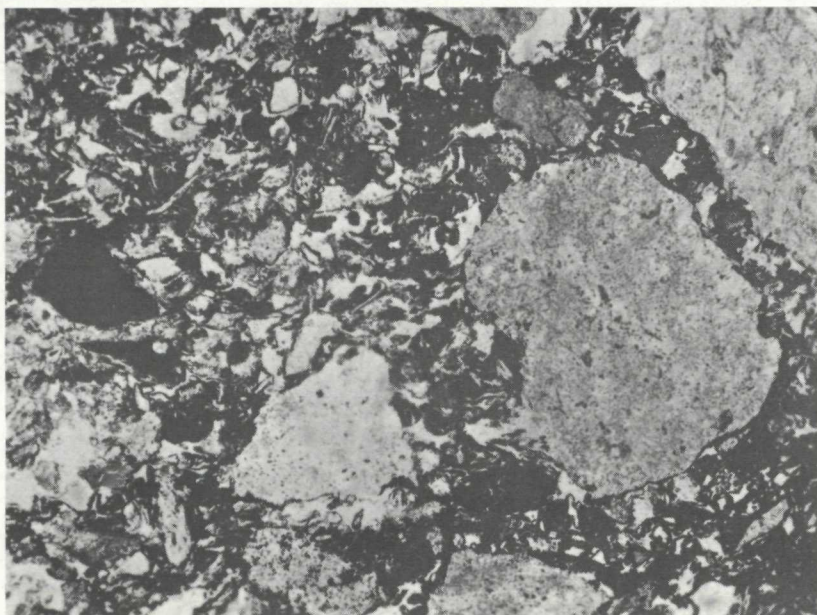


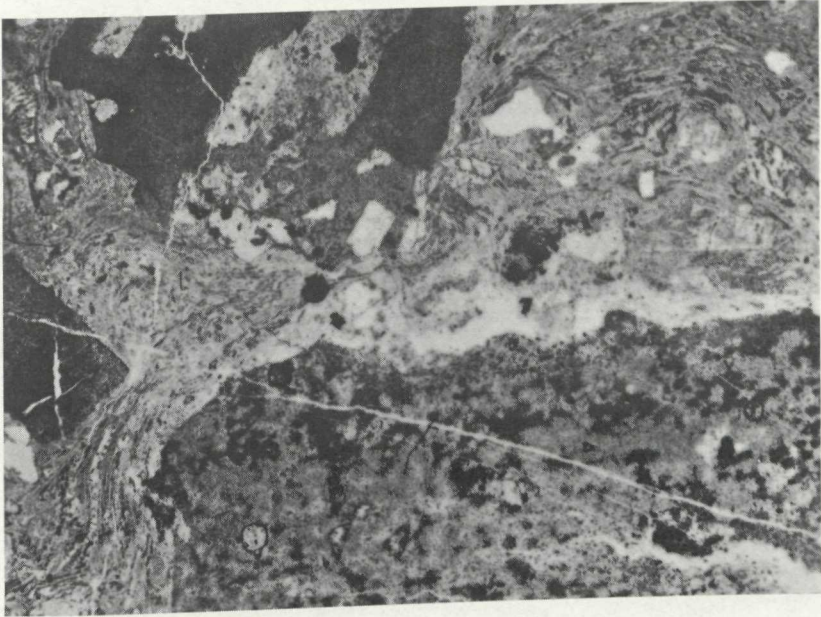
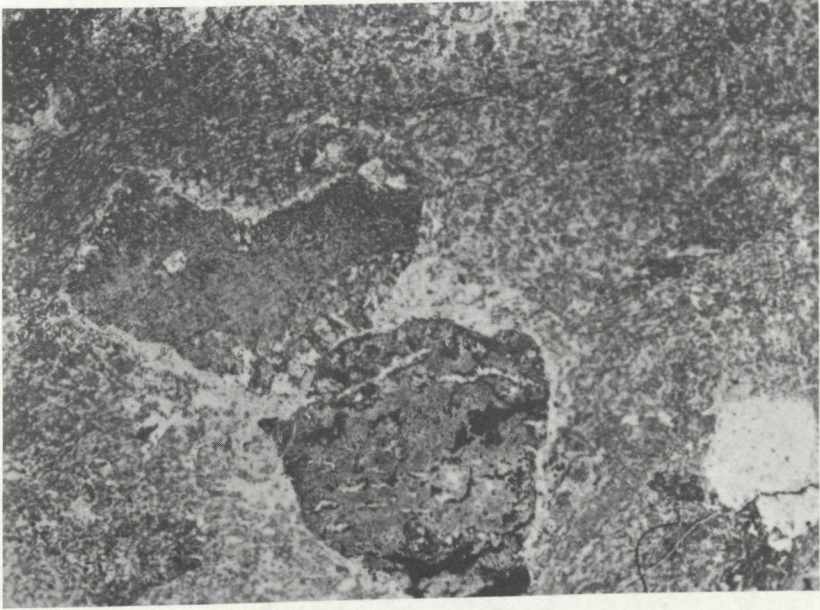


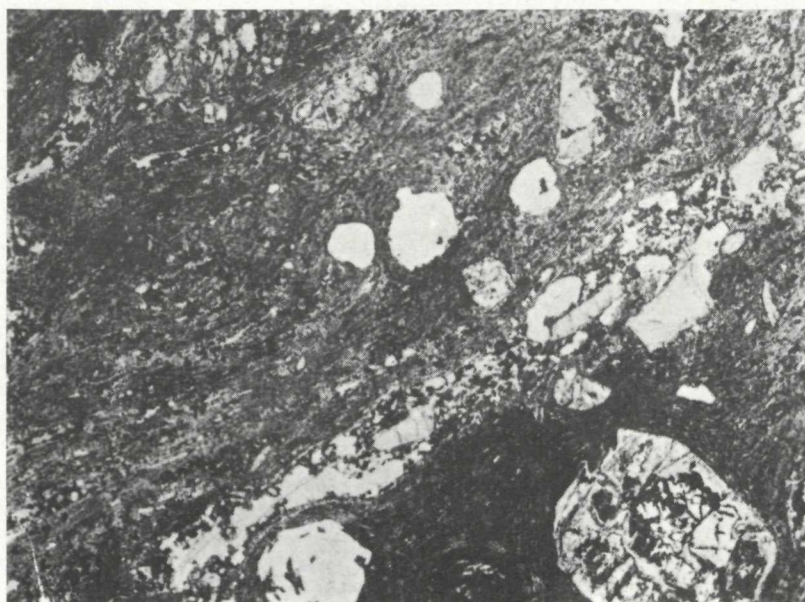




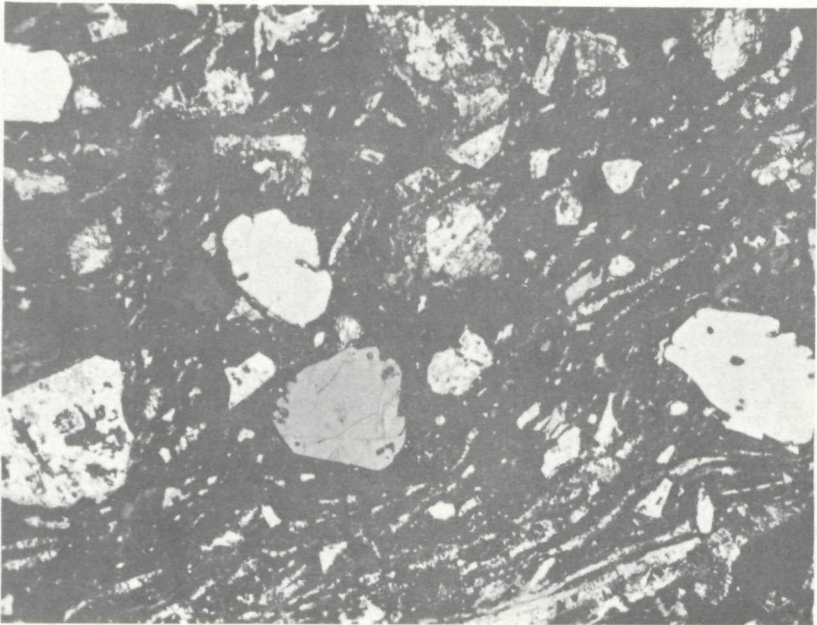
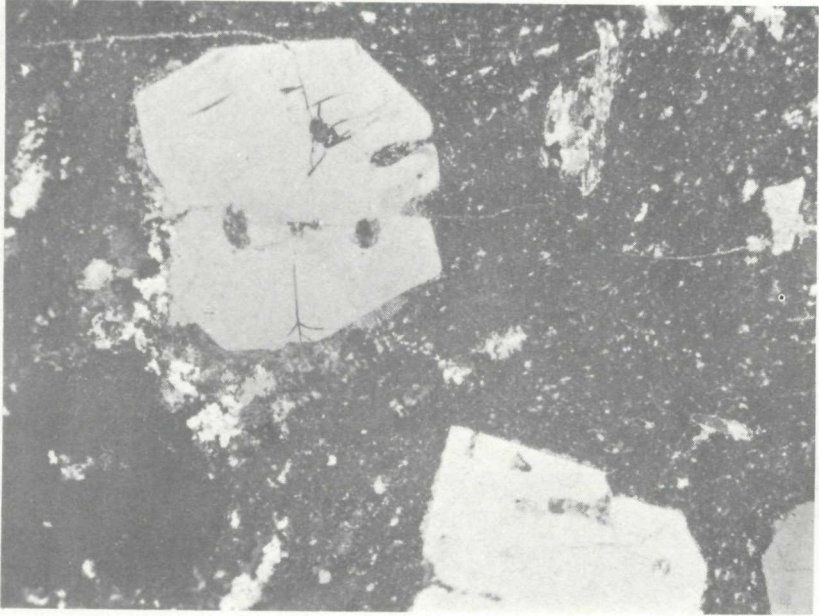


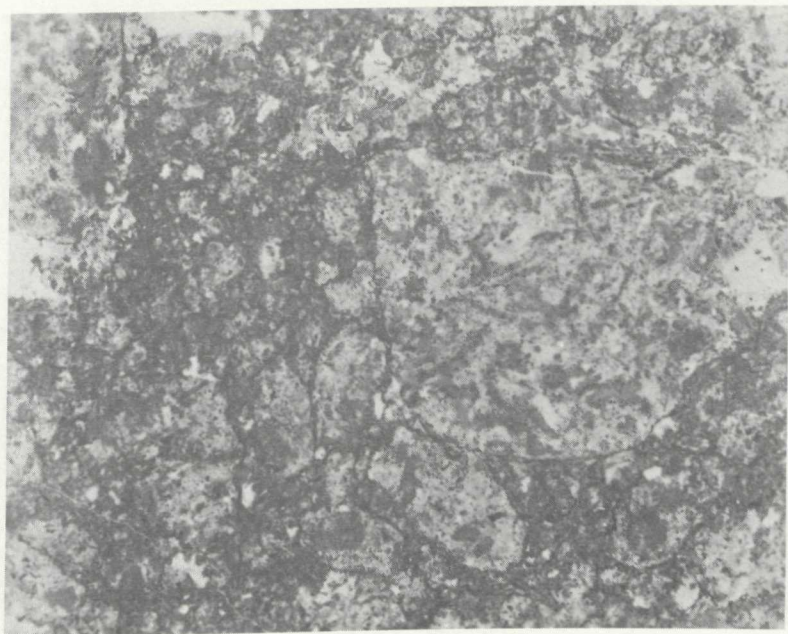
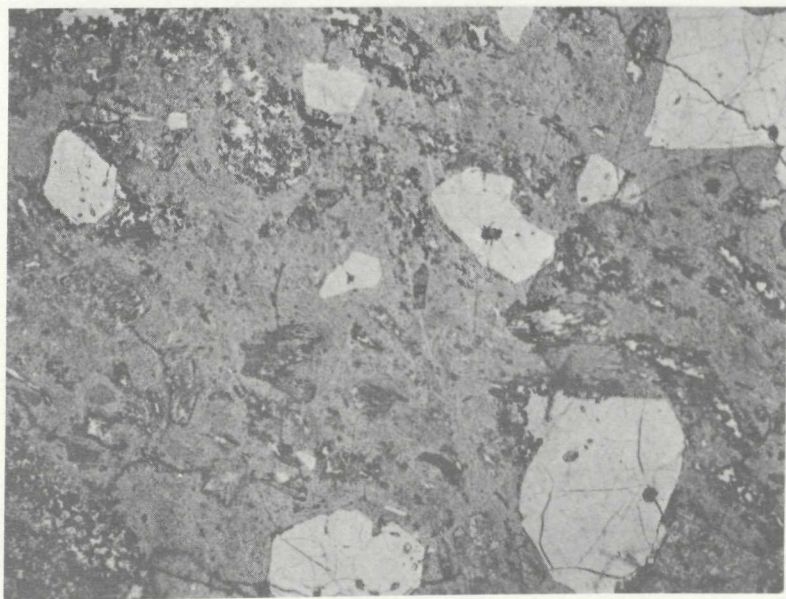


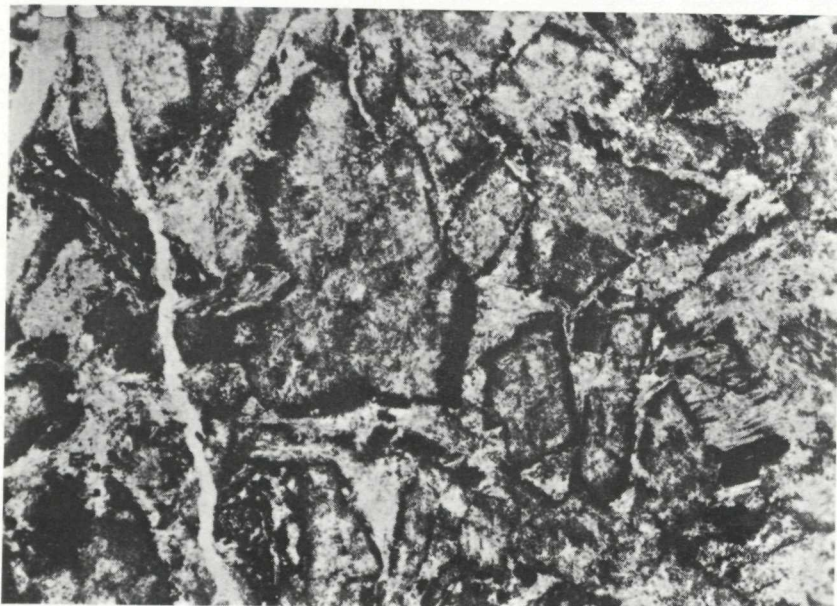


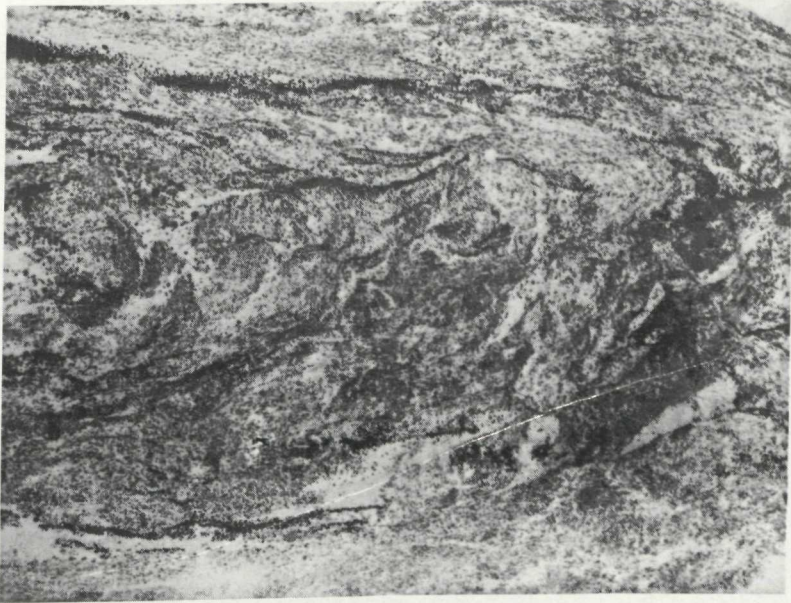
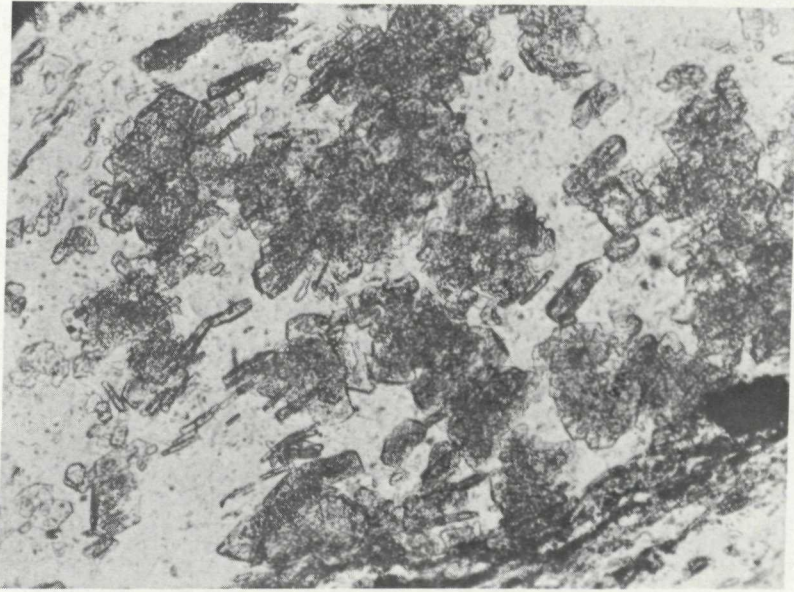


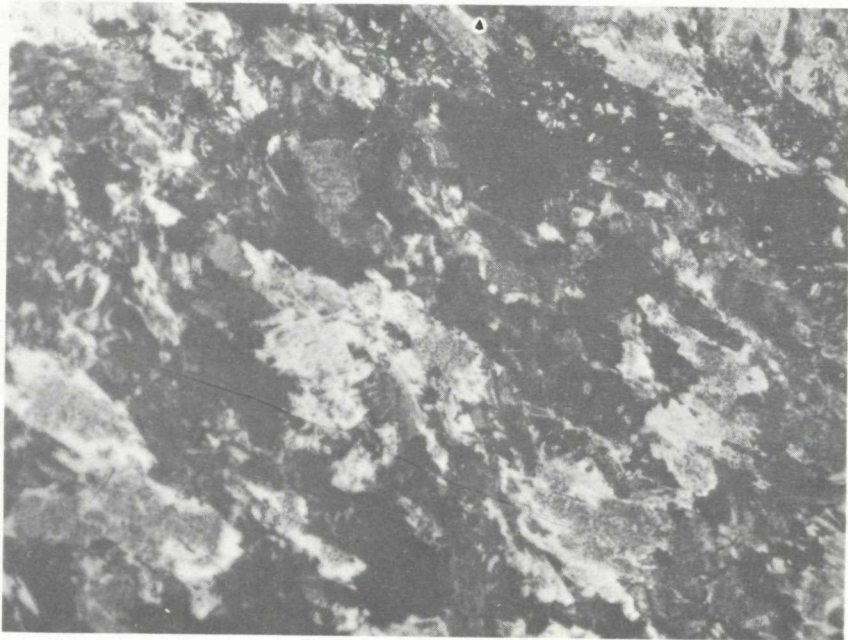
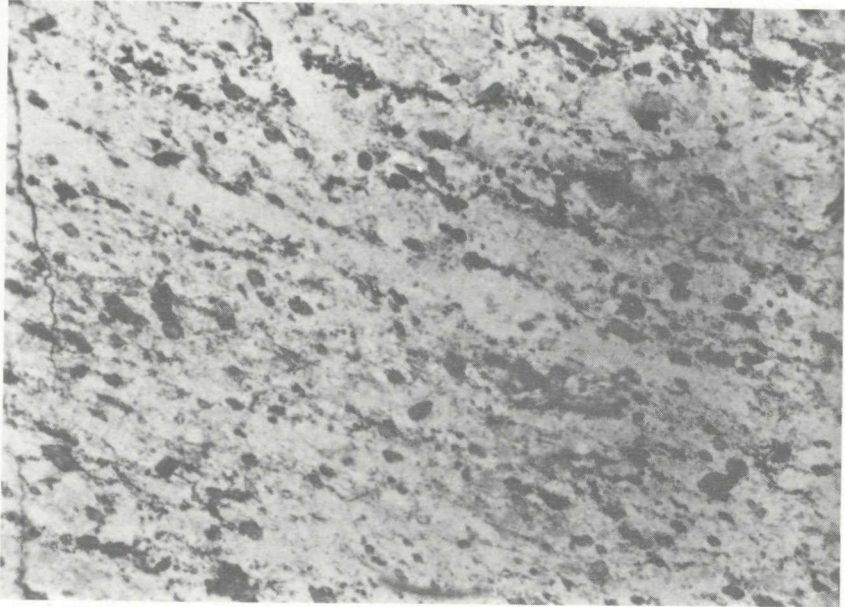


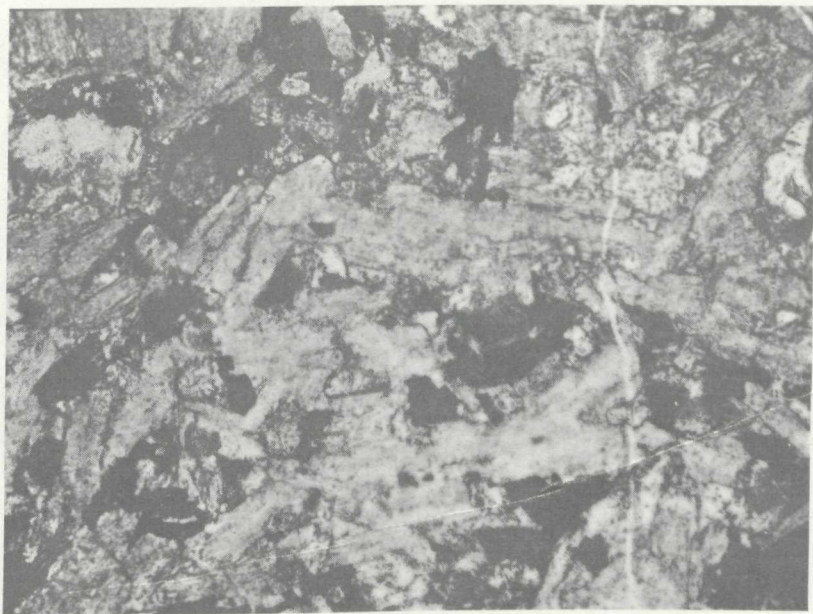
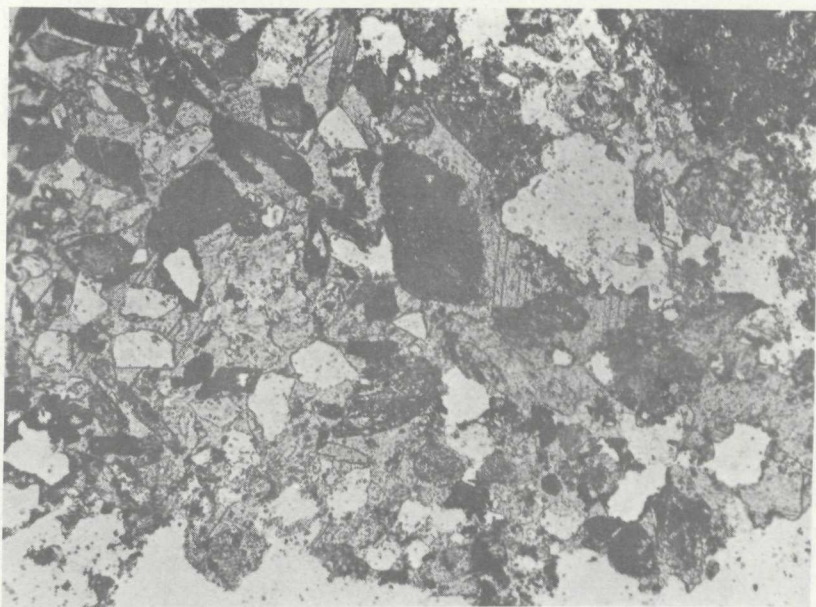




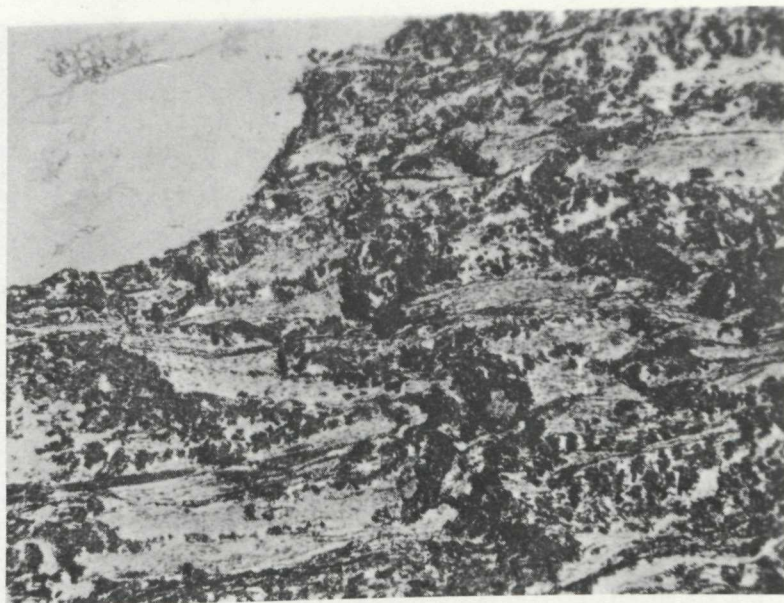
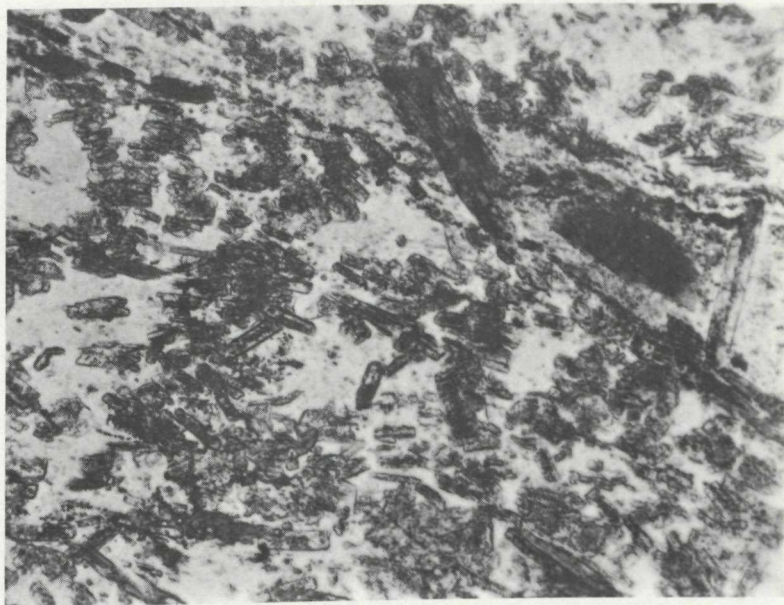


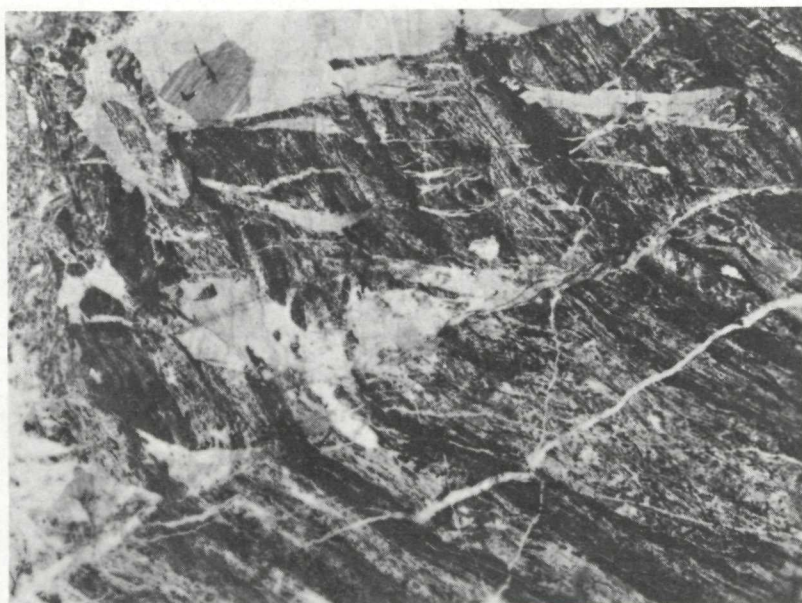
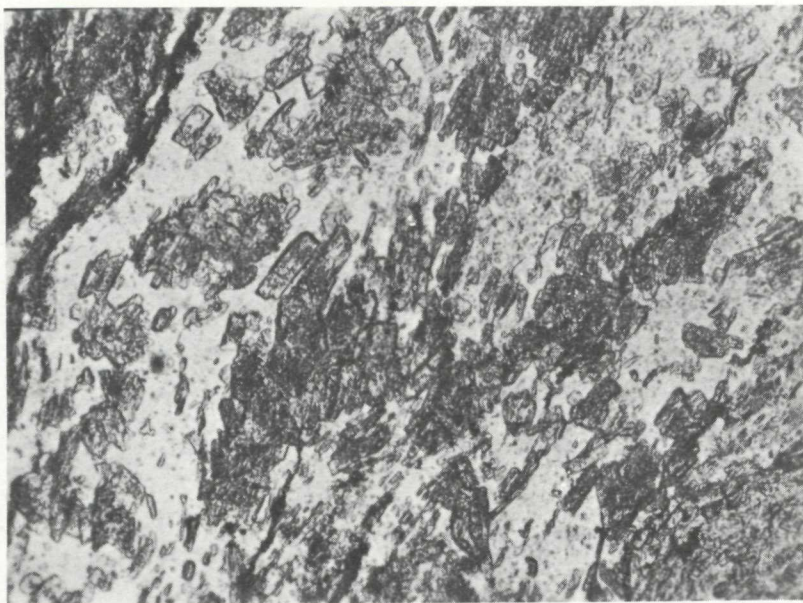


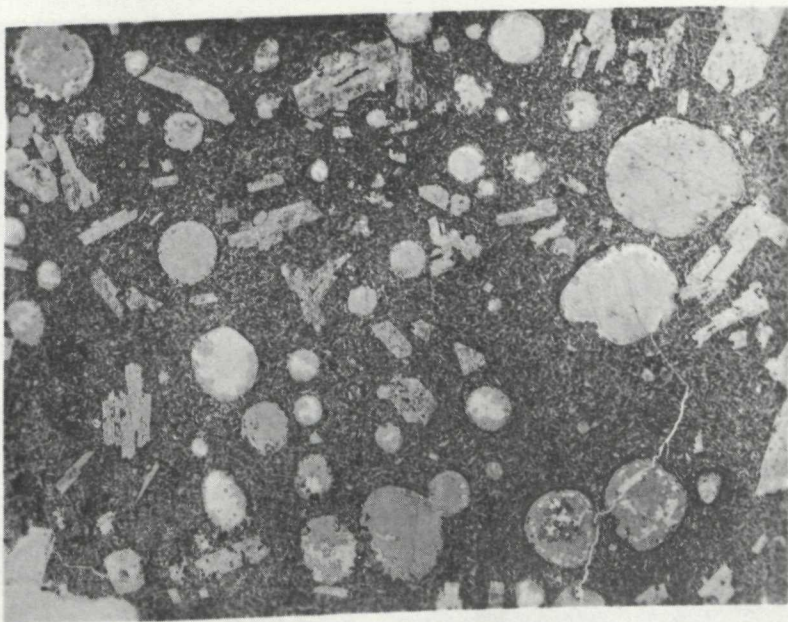
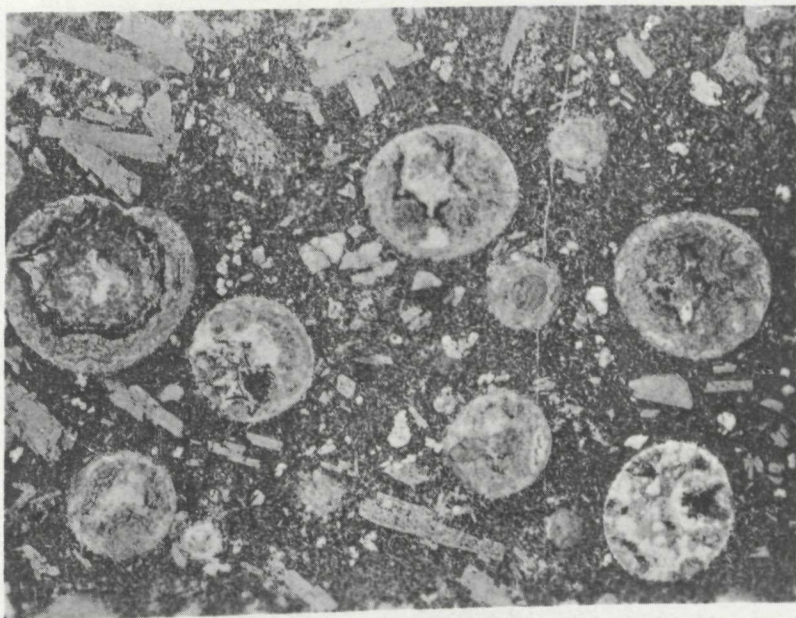


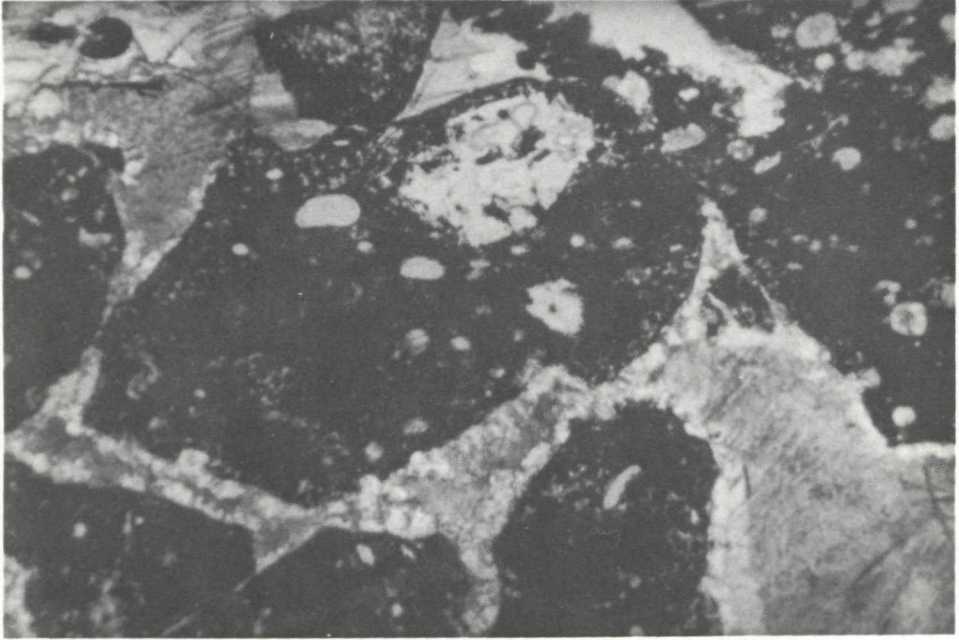


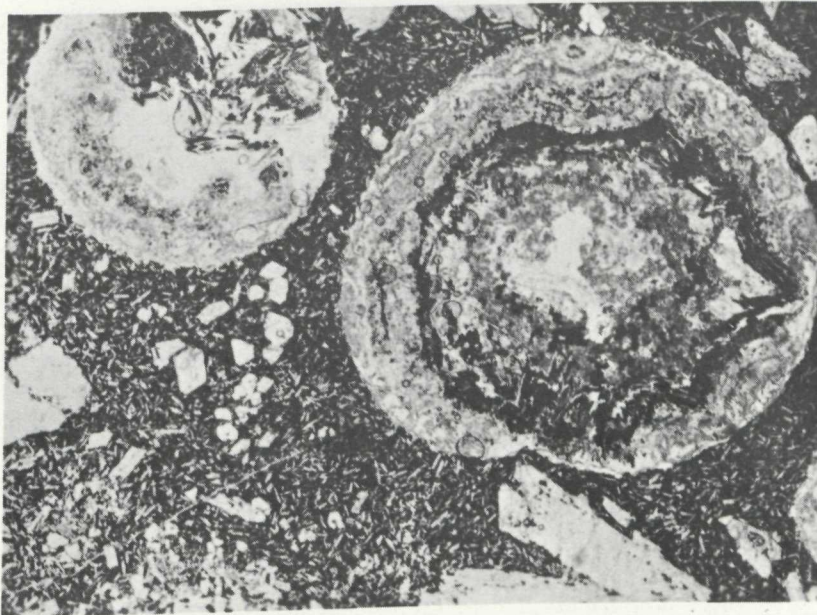
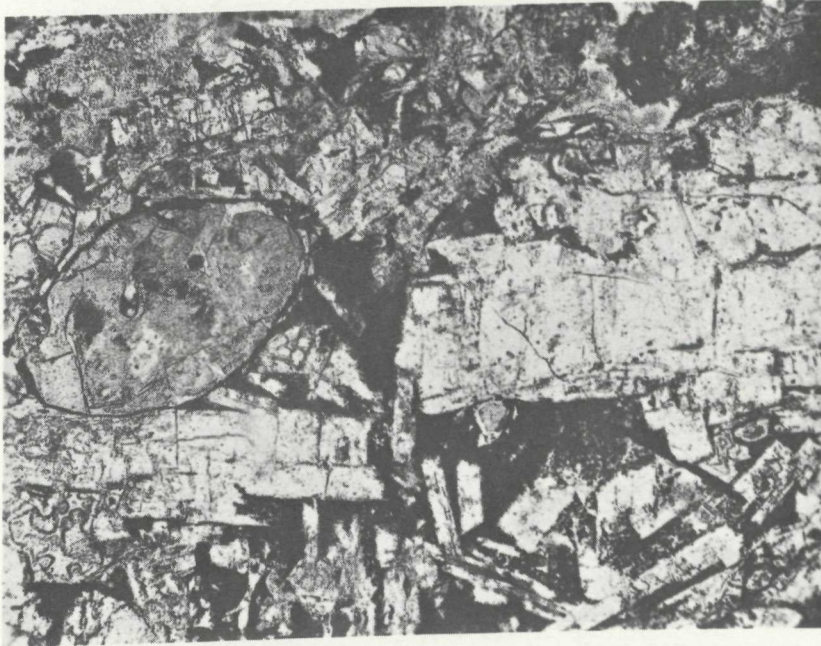






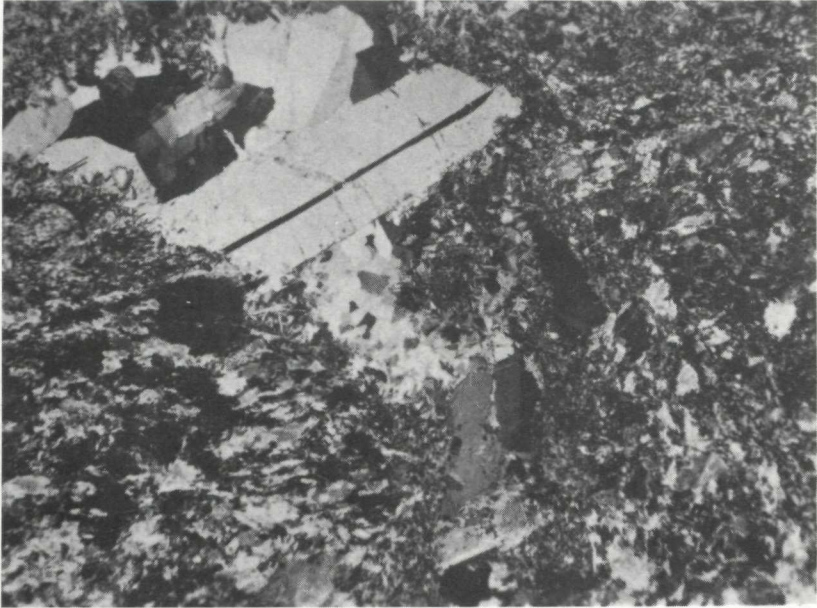




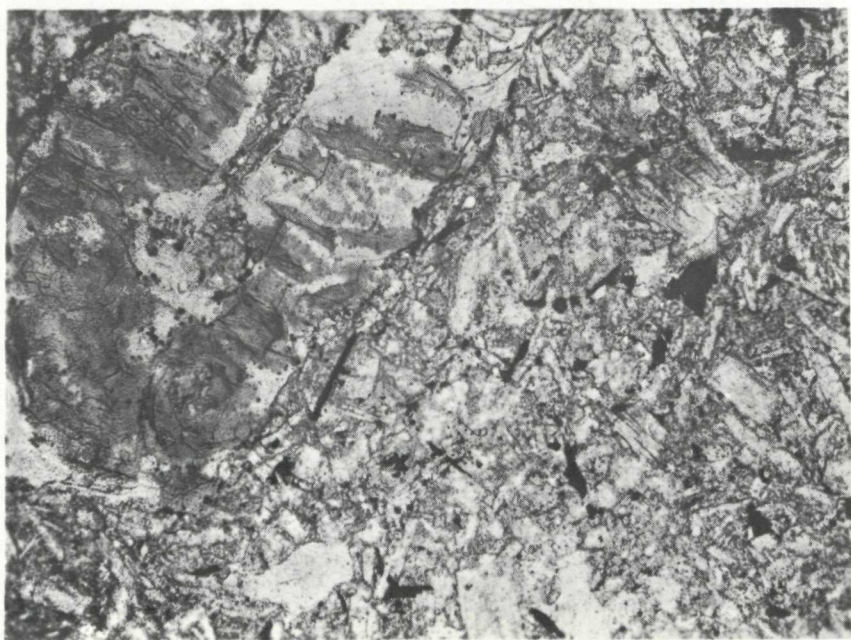


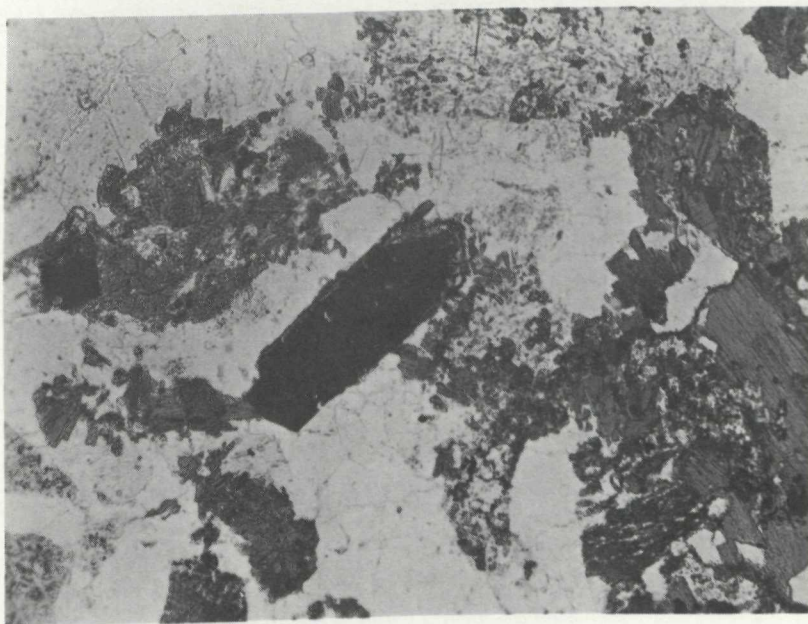
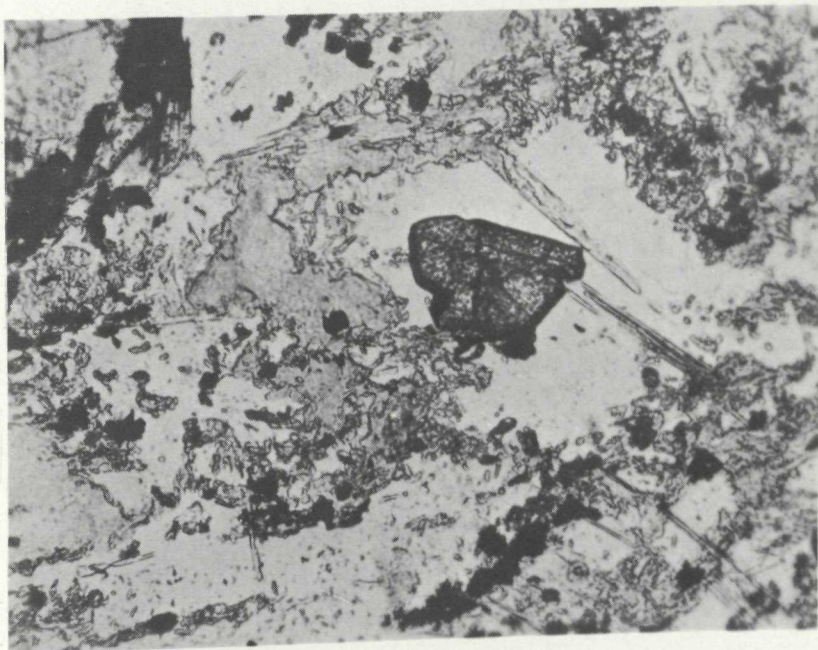


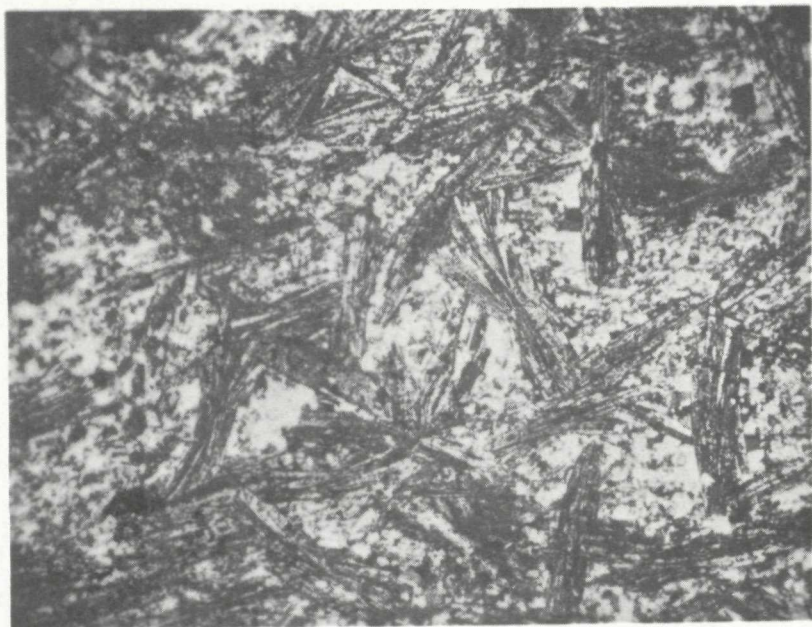


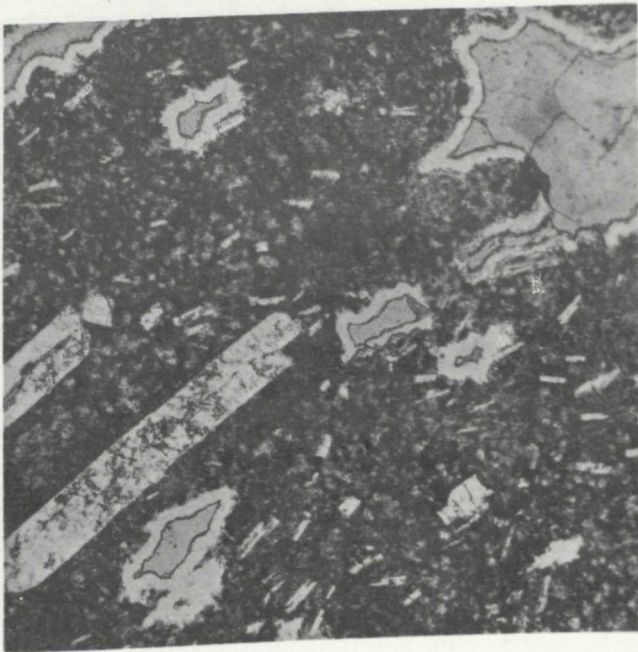
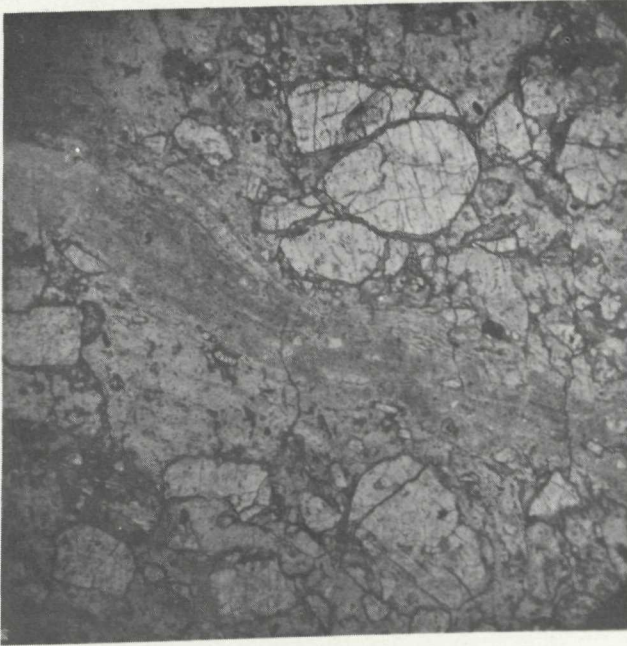




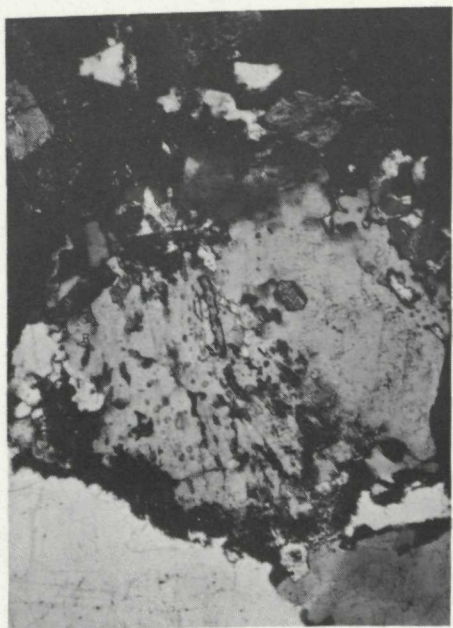
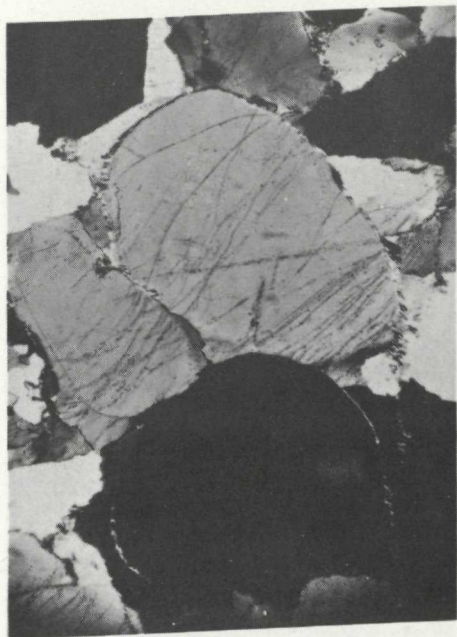
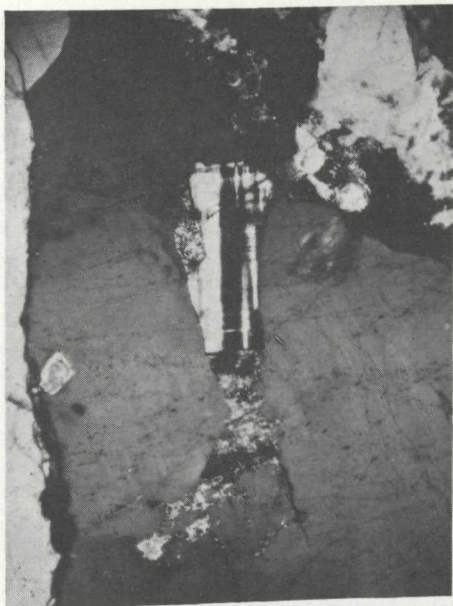


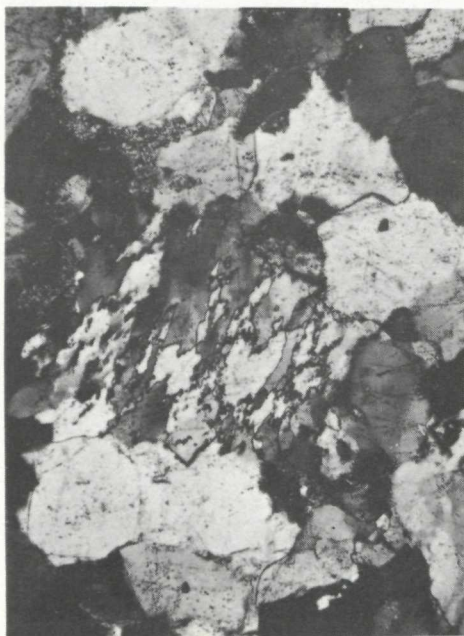
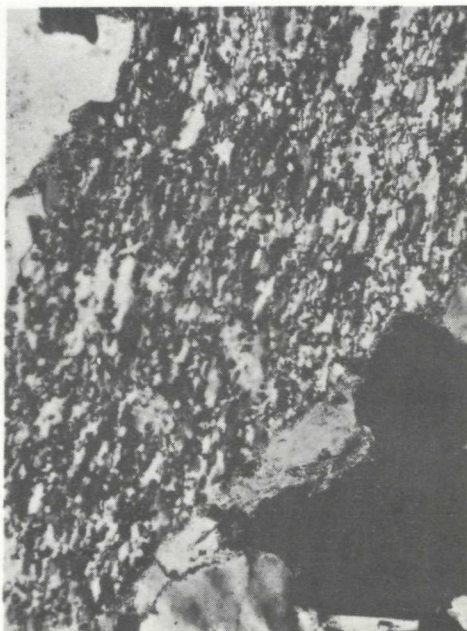
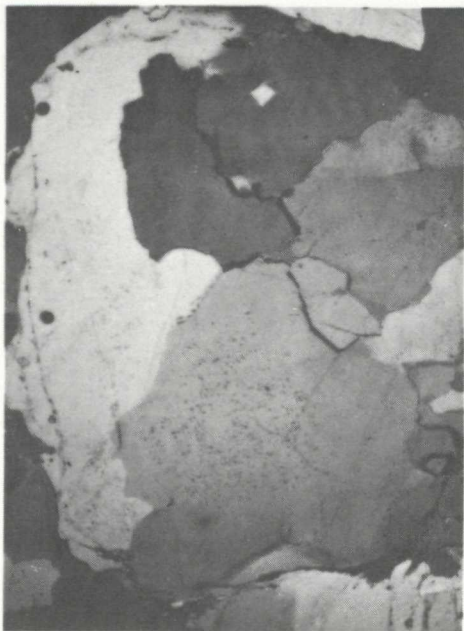


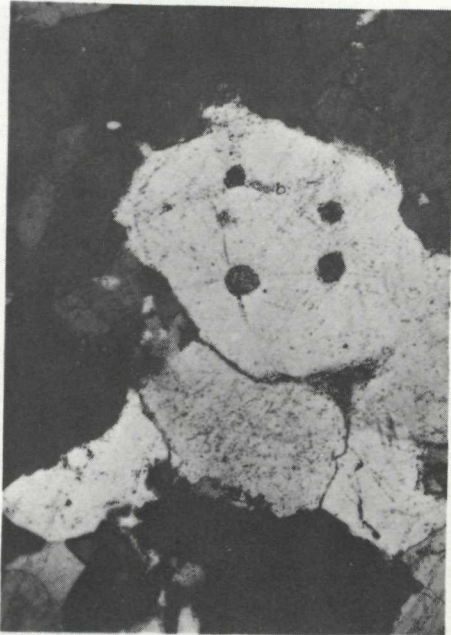
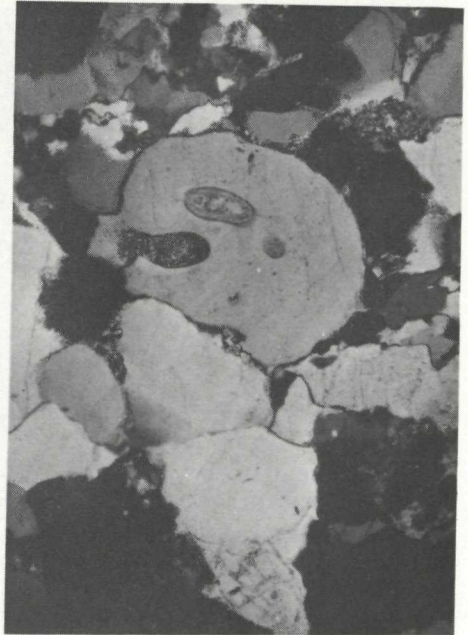


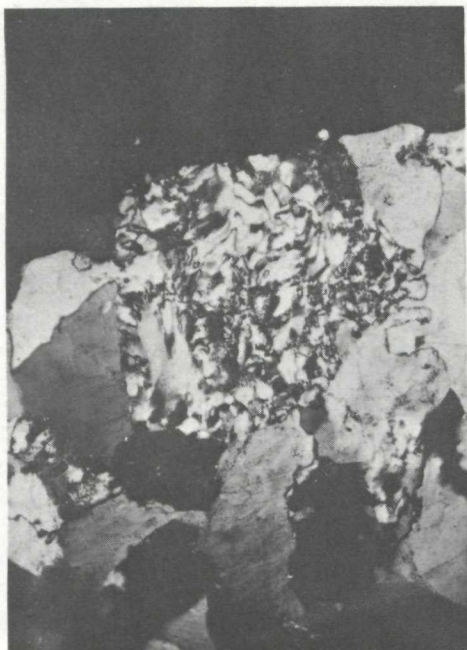


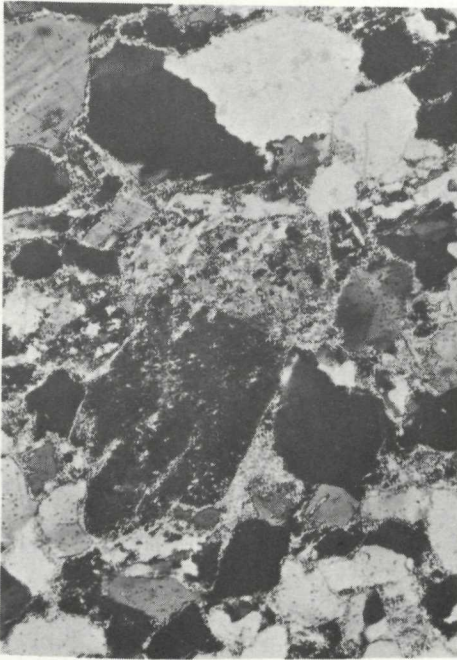
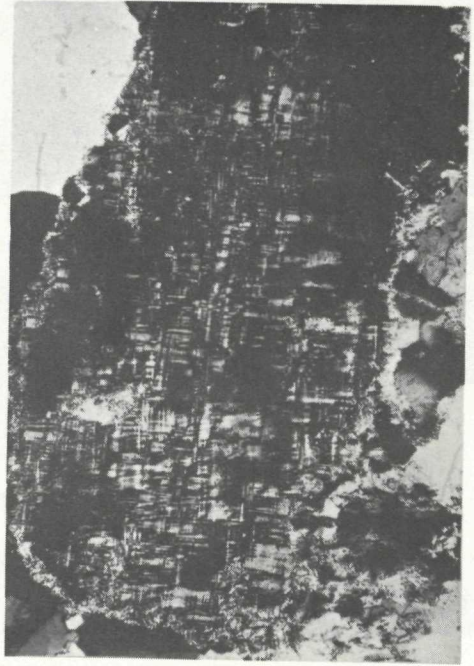


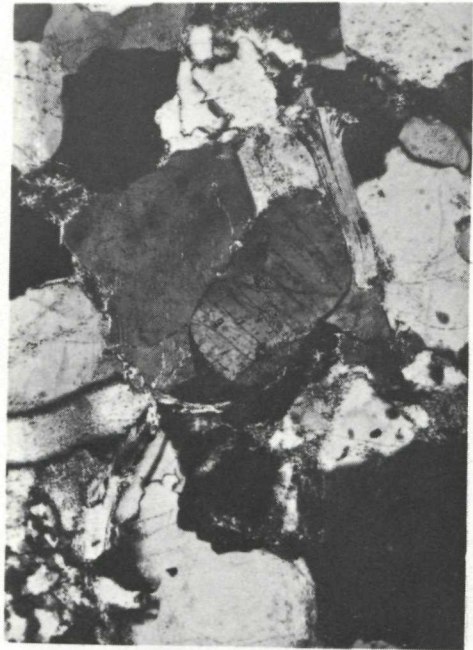
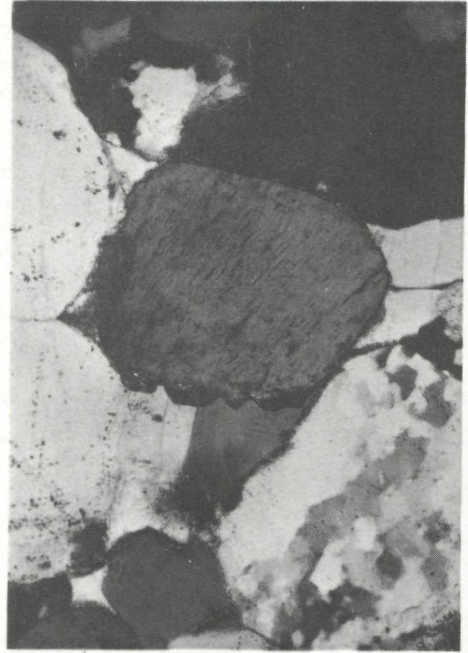


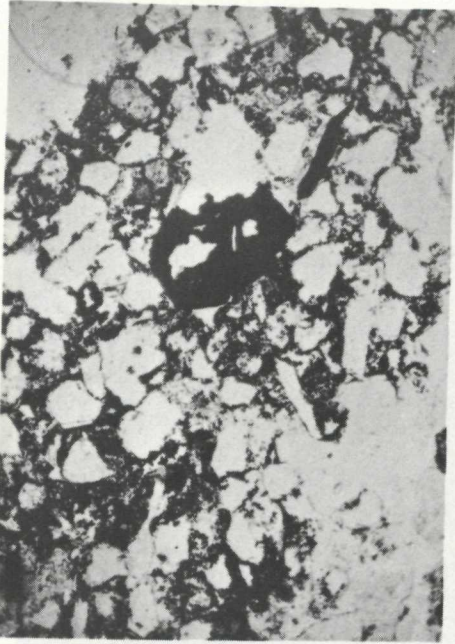


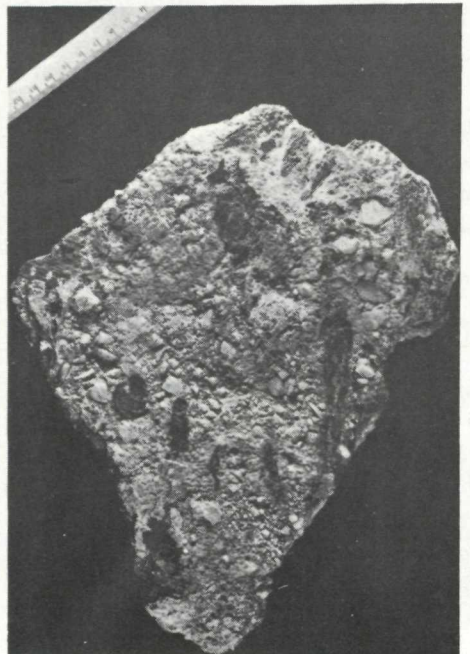
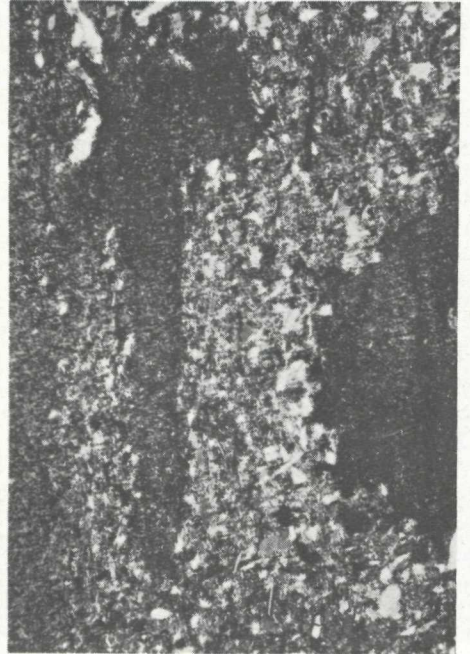
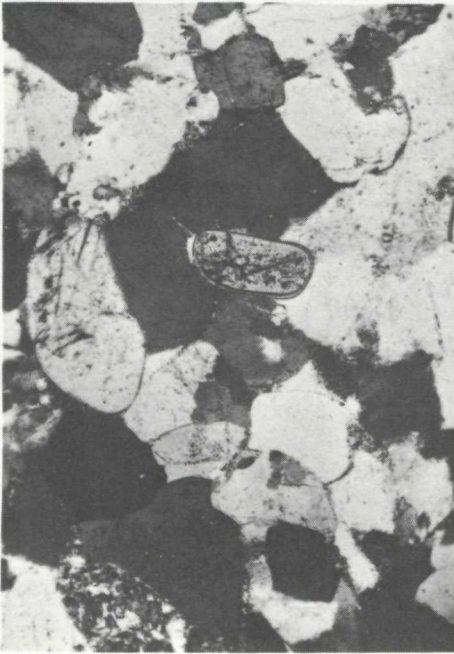


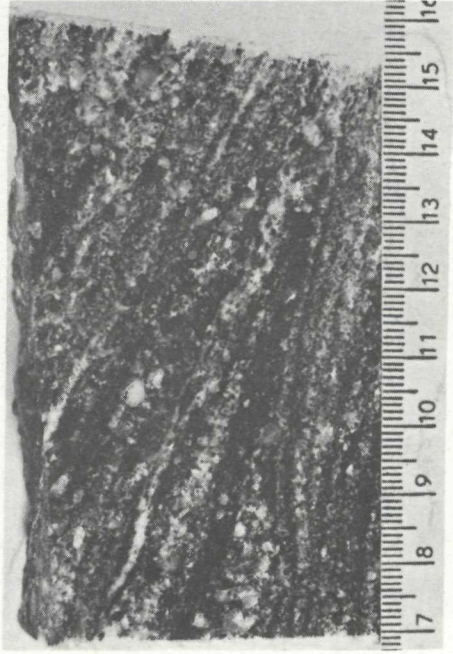
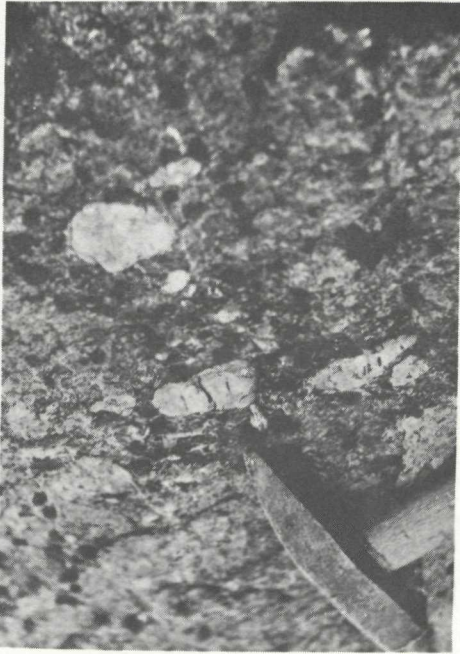


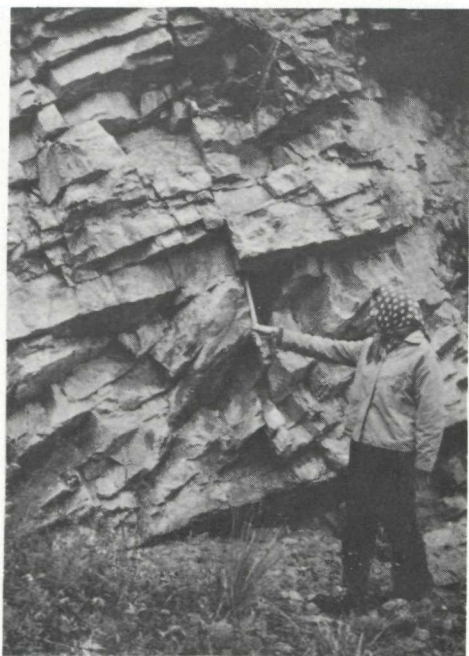


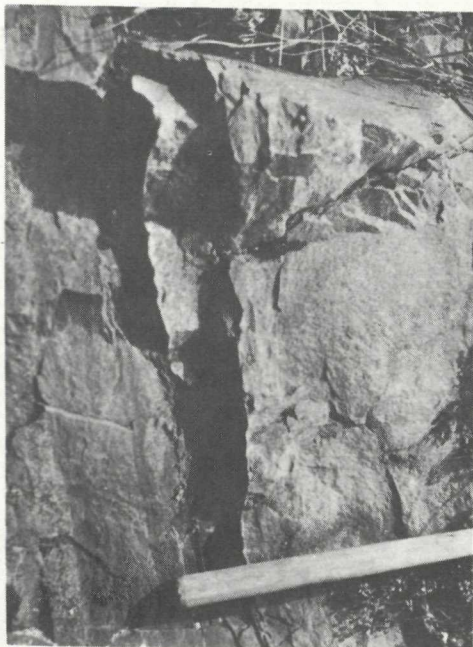


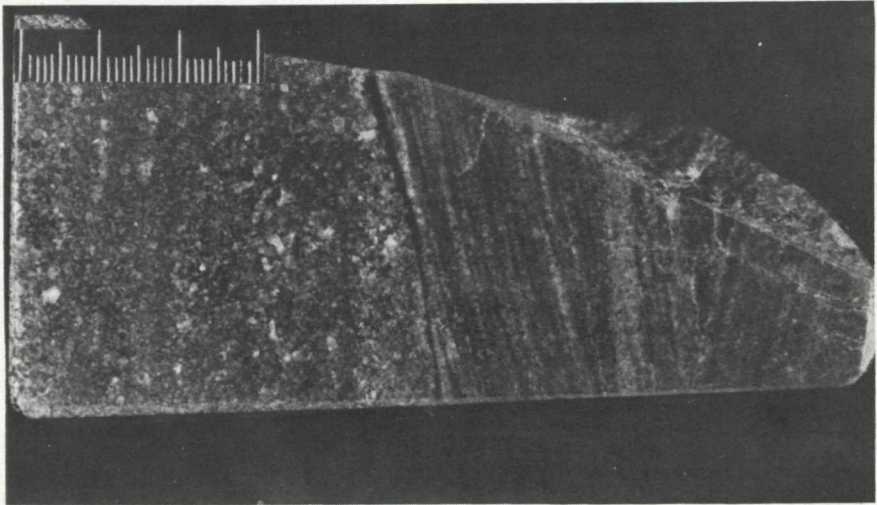


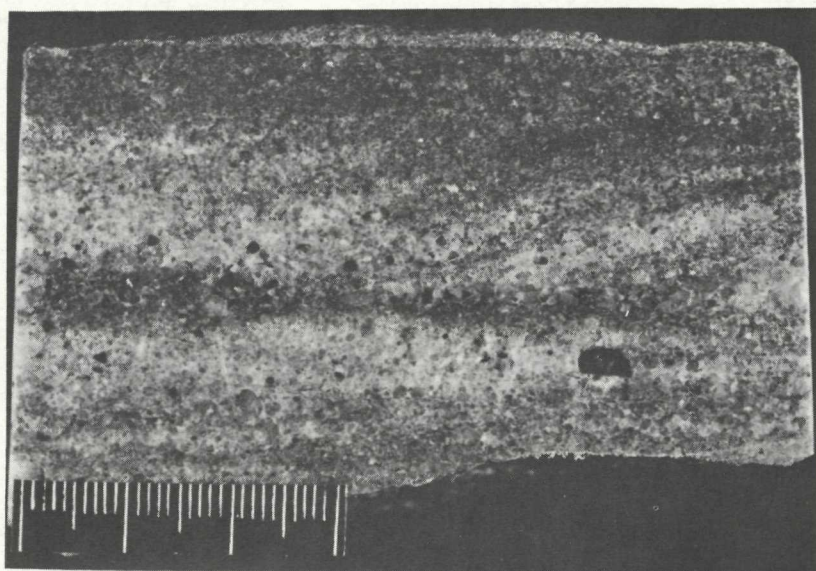


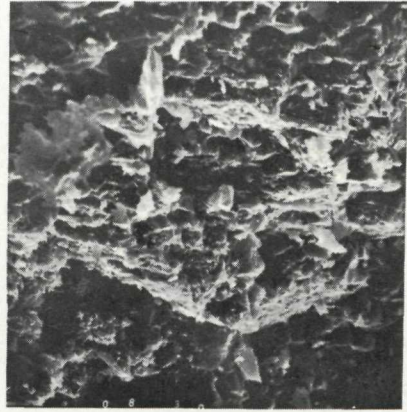
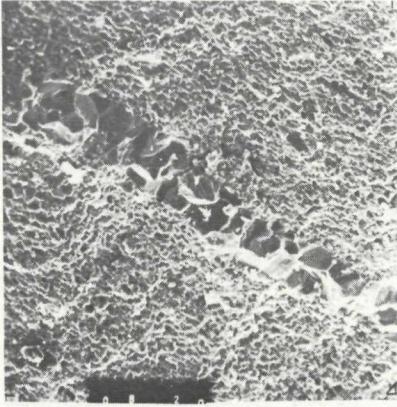


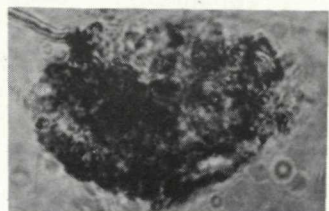
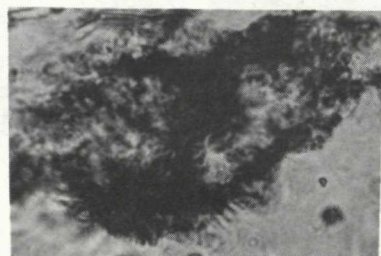
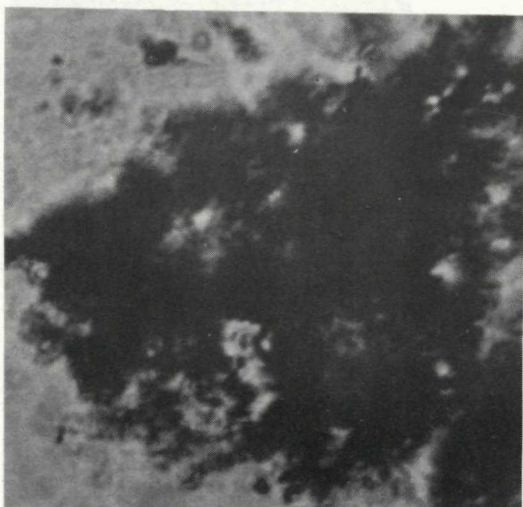
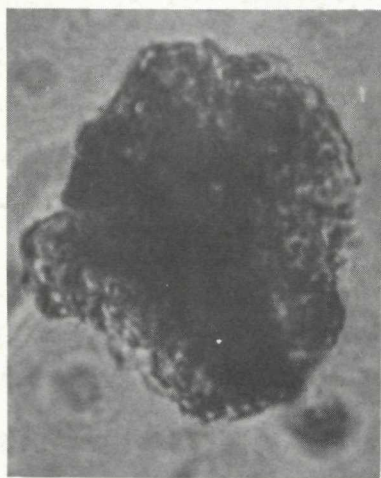
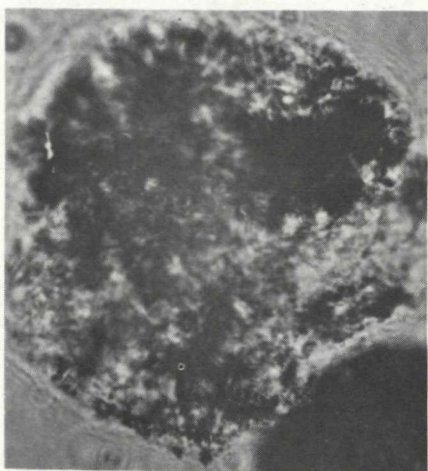
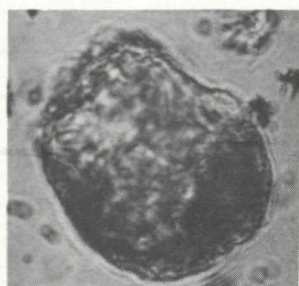
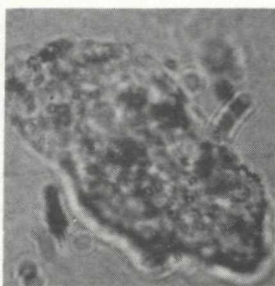
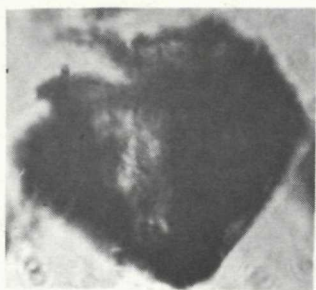


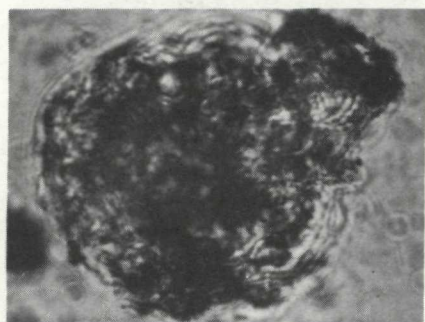
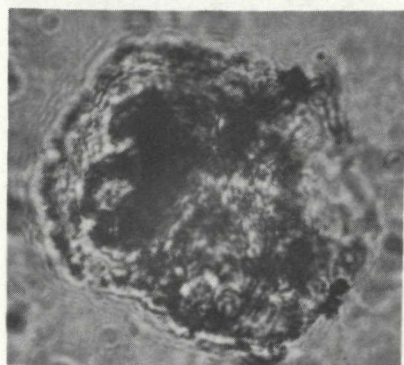
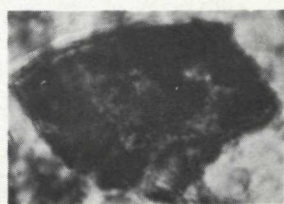
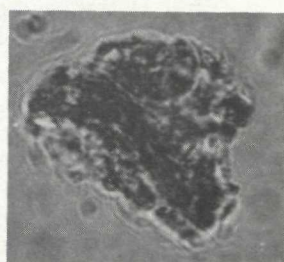
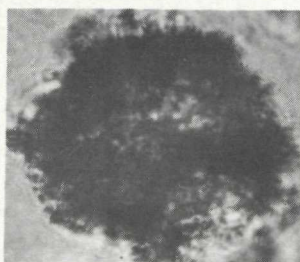
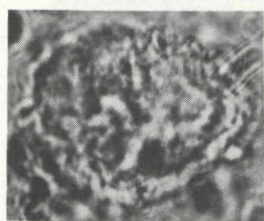
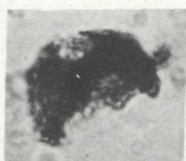
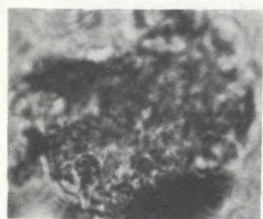


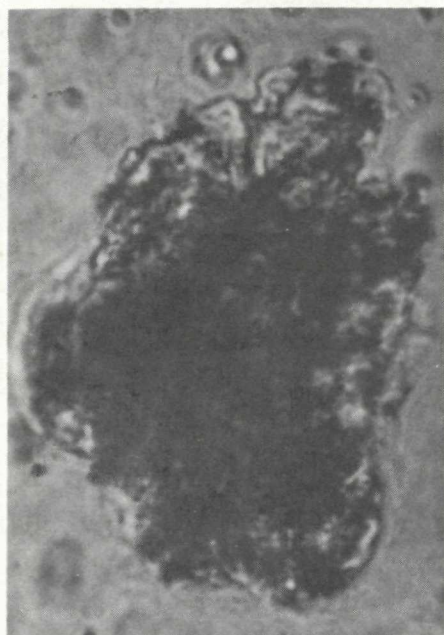
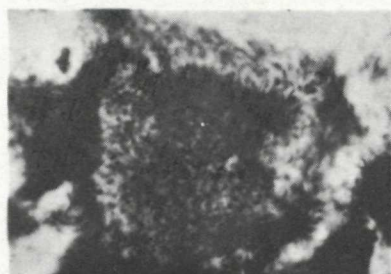
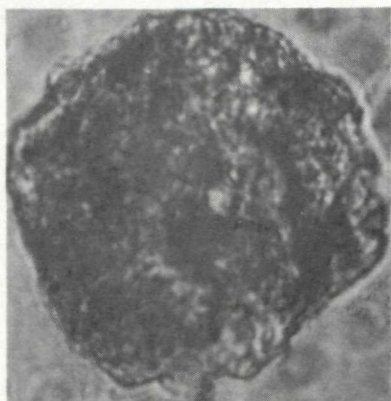
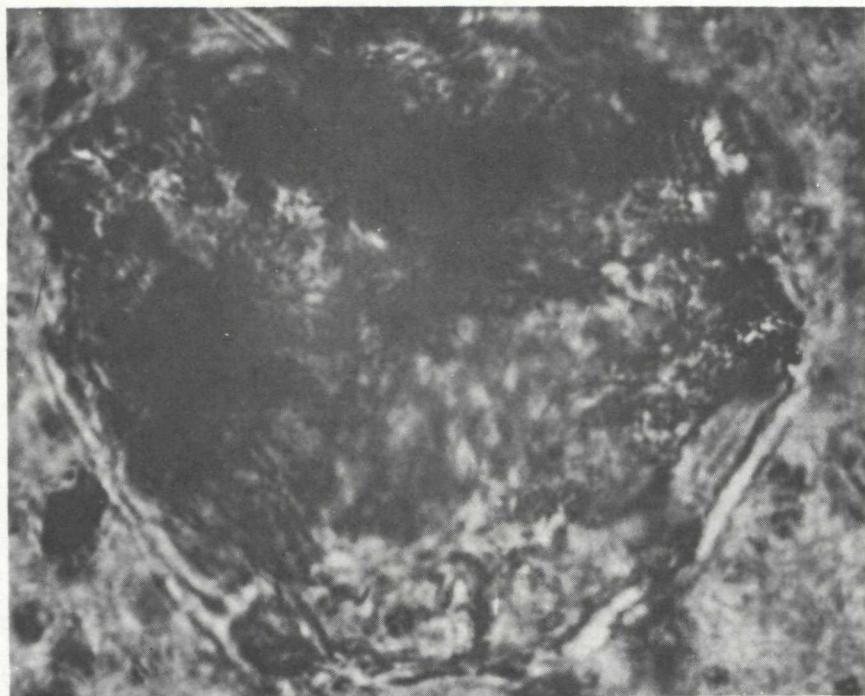


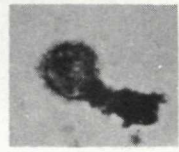
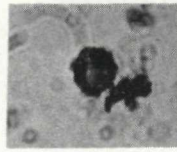
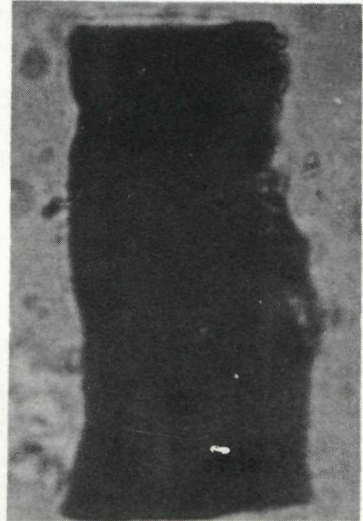
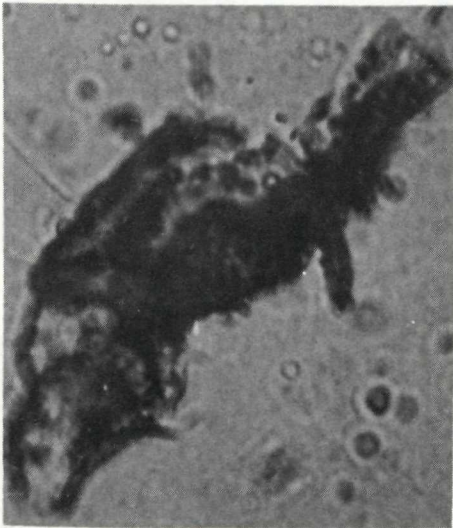
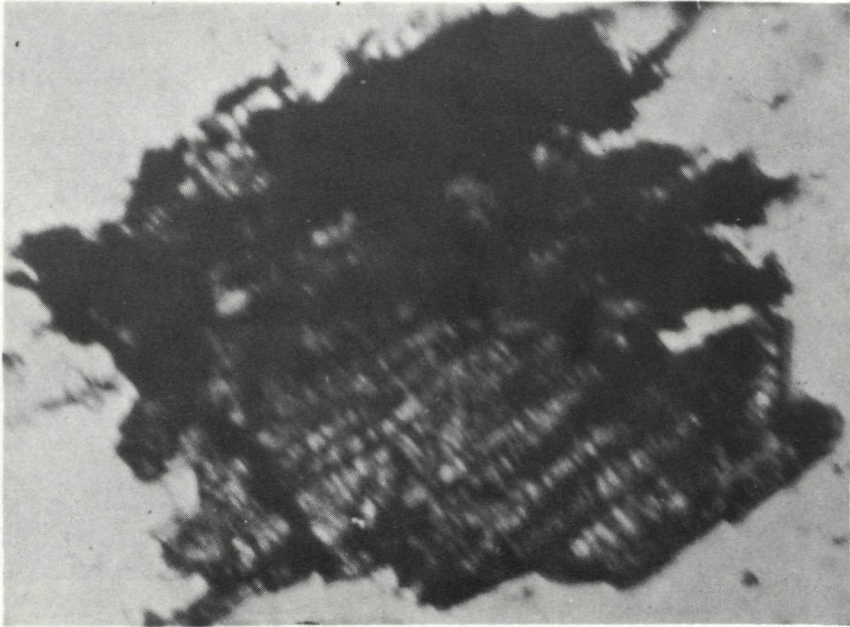


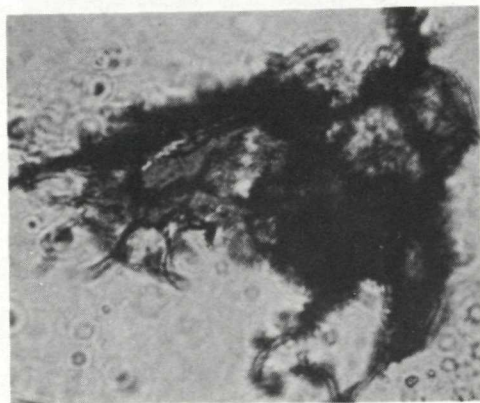
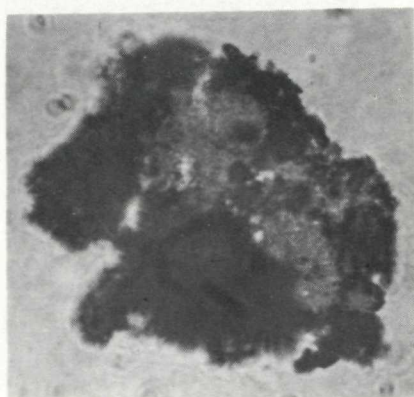
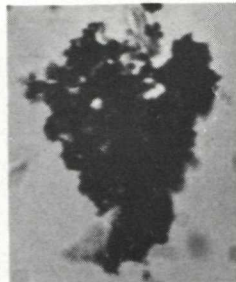
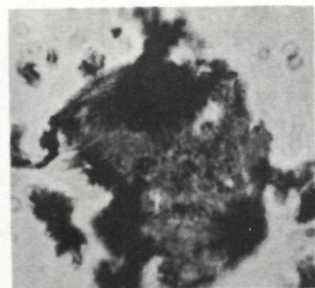
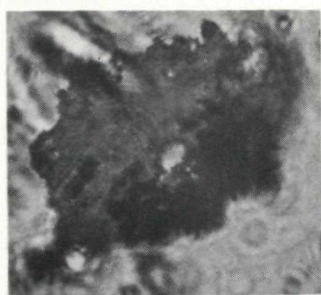
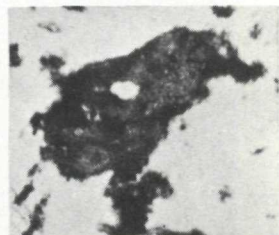
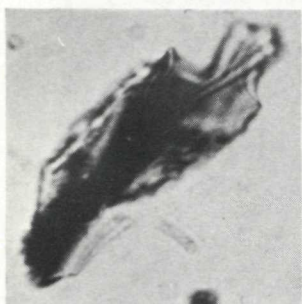


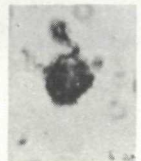
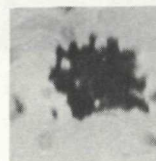
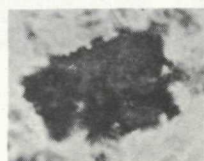
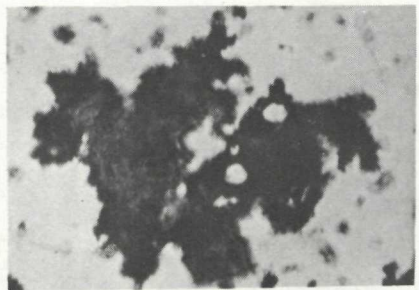
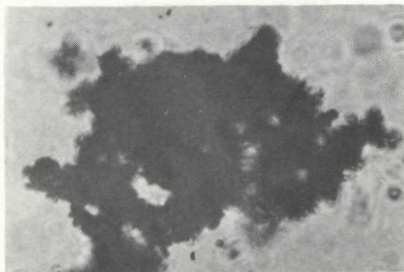
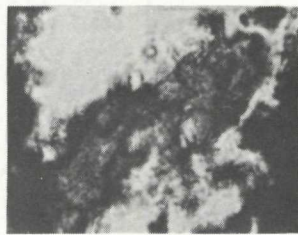
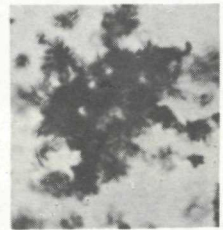
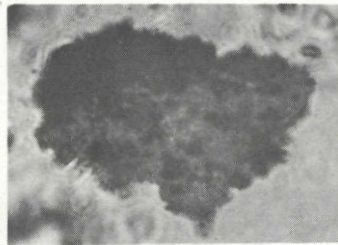
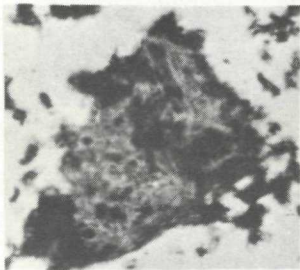
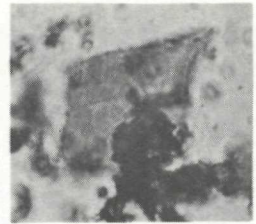
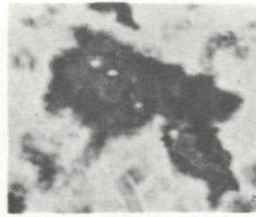
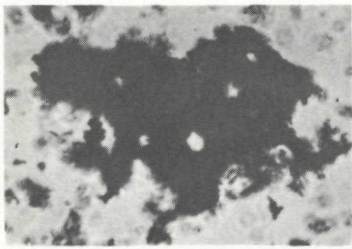


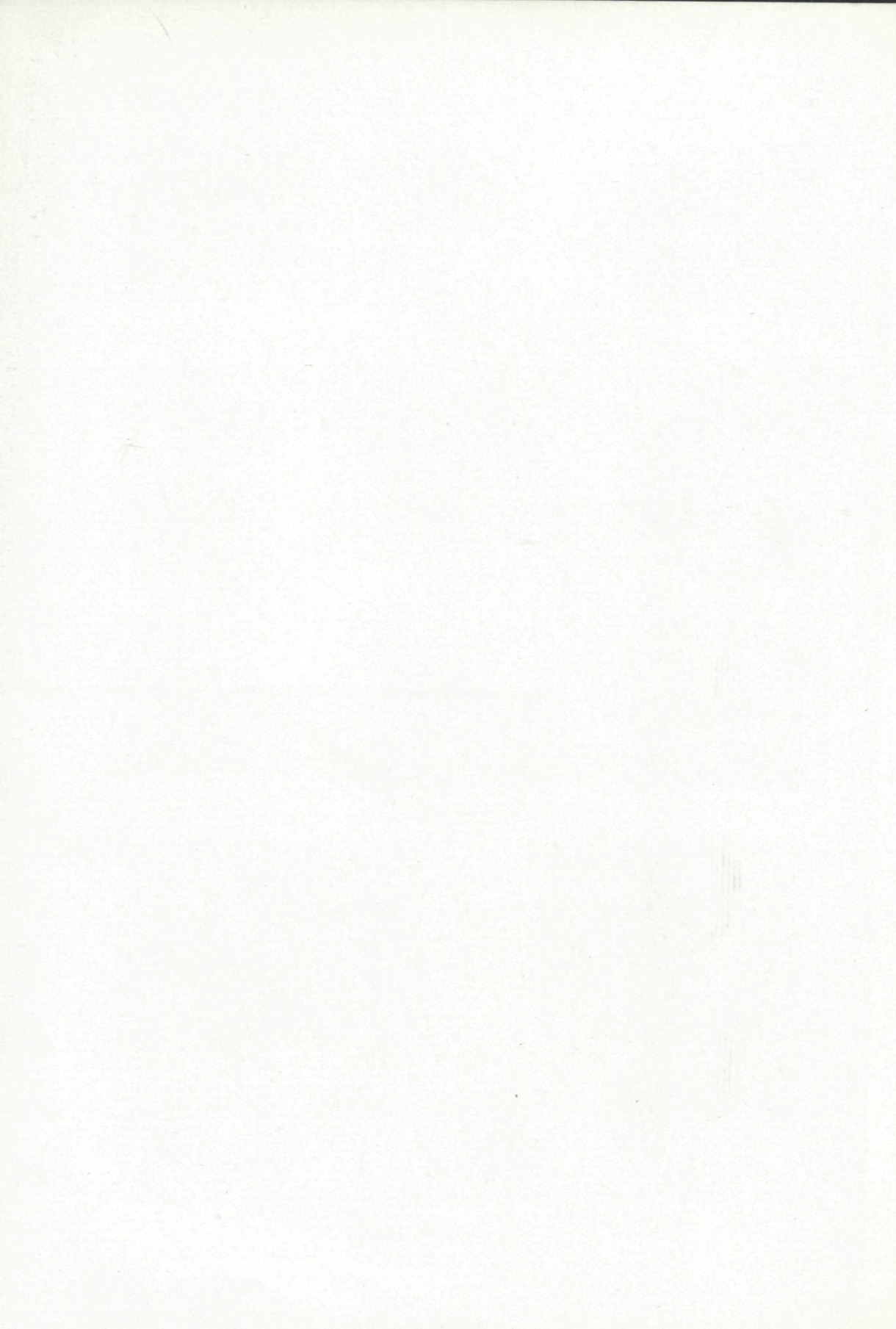


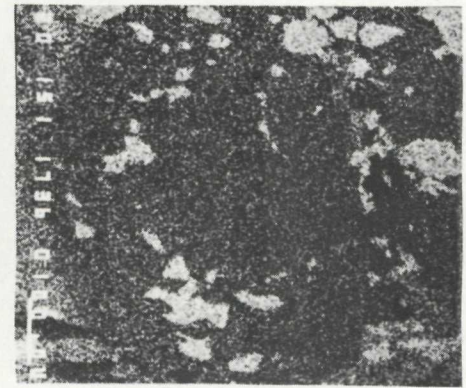
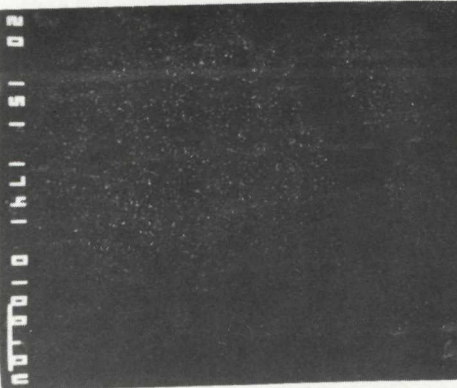
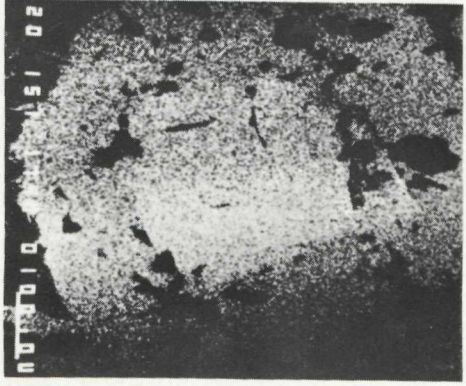
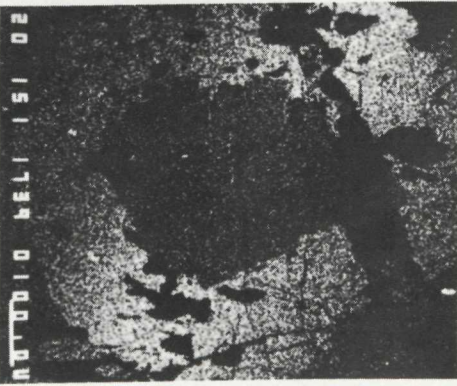
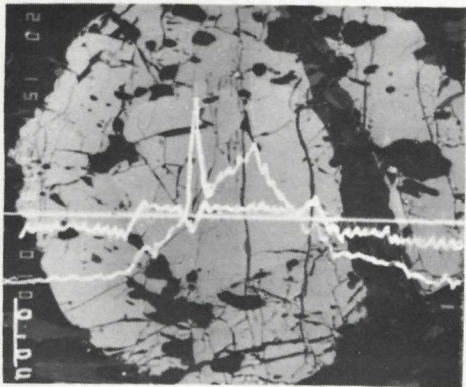


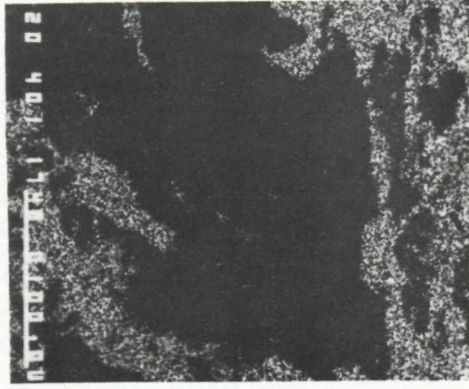
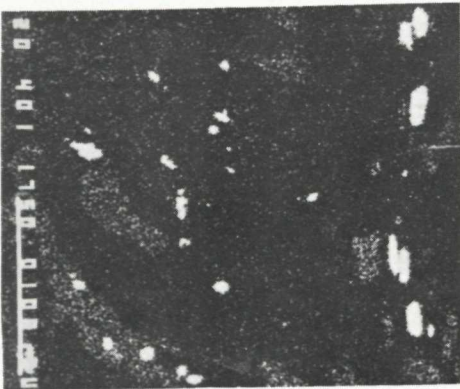
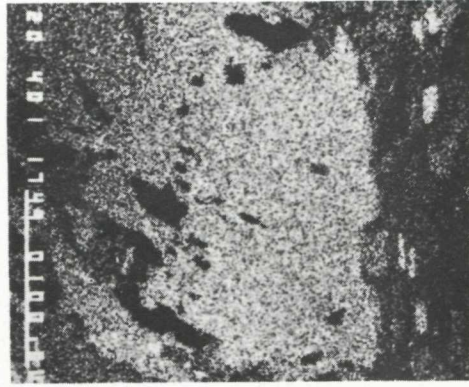
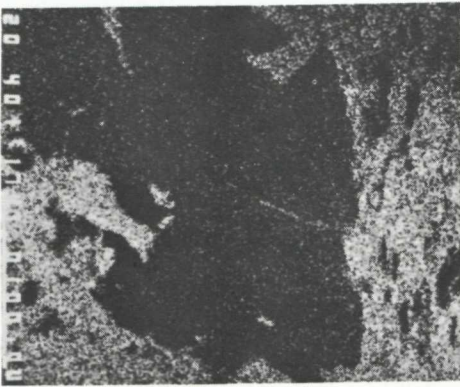
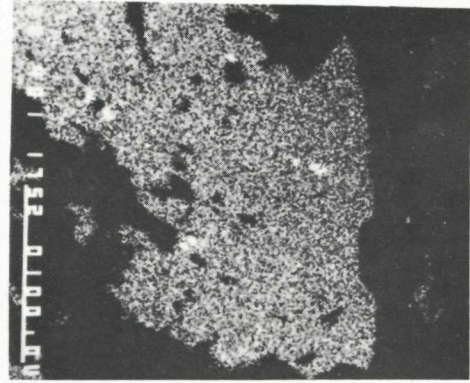
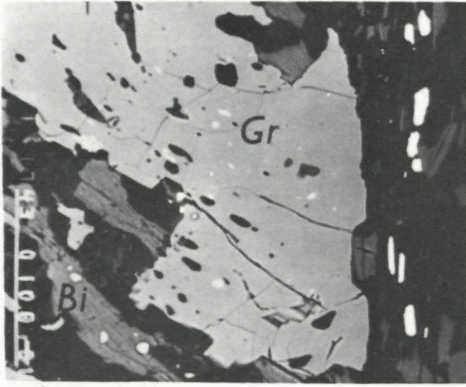












ZÁPADNÉ KARPATY

séria

mineralógia

petrografia

geochémia

metalogenéza 10

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie Vied v Bratislave roku 1985

Vedecký redaktor: RNDr. Jozef Vozár, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

Jazyková redaktorka: Alena Pániková

Technická redaktorka: Gabriela Šipošová

Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť v Bratislave ofsetom. Tem. skup. 03/9. náklad 600 ks, povolené SÚKK 1997/1–1984. Rozsah AH 23,31, VH 23,61. Cena brož. Kčs 39,—

In the periodical ZÁPADNÉ KARPATY (West Carpathians) so far the following articles have been published in the series in the series MINERALOGY, PETROGRAPHY, GEOCHEMISTRY, METALLOGENESIS:

Vol. 1 – 1974:

- VOZÁR, J.: Der Bau permischen Vulkanite der Choč-Einheit und den Nordhängen der Niederen Tatra
ILAVSKÝ, J.: Contribution to Paleogeography of the Gelnica Group in the Gemerides on the Basis of Extension of Stratiform Ore Mineralizations
BEŇKA, J.–SNOPKO, L.: A new find of magnesite in the Gelnica Group of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.
ĐURKOVIČ, T.: Chemical Composition of the Magura and Dukla Unit Shales (East Slovakian Flysch)
FORGÁČ, J.–KUPČO, G.: Trace Elements in Cenozoic Volcanic Rocks of Slovakia

Vol. 2 – 1976:

- ŠTOHL, J.: Space and Age of the (Pb–Zn–Cu–Au–Ag) ore-forming Processes in the Middle Slovakian Neovolcanites Associated with the Central Carpathian Lineament
BEŇKA, J.: Mineralogical-Paragenetical Conditions in Ore Veins at the Mlyny Deposit
BAJANIČ, Š.: To Petrogenesis of Devonian Volcanic Rocks of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.
TURAN, J.–VANČOVÁ, L.: Magnesite Occurrences in Evaporites of the West Carpathians
VOZÁR, J.: Perm-Vulkanite der Choč-Einheit in Tribeč-Gebirge
IVANOV, M.: On the Geochemistry of the Zliechov (Križna) and the Choč-Series in the Strážovské vrchy Mts.

Vol. 3 – 1977:

- KANTOR, J.–ĐURKOVIČOVÁ, J.: Isotopic Composition of Sulphur and Structural Modifications of Pyrrhotites from Sulphidic Deposits of Various Genetic Types
MIHALIKOVÁ, A.–KONEČNÝ, V.: Contribution to Petrography and Petrology of the Quartz Diorite Porphyry Intrusive Complex in the Area of Banská Hodruša and Banská Štiavnica
CUBÍNEK, J.: Die Distribution der Mikroelemente in Melaphyrgesteinen der Kleinen Karpaten
VOZÁROVÁ, A.: Petrography of Late-Paleozoic Sediments in Southeastern Part of Spišsko-gemerské rudohorie Mts.
REPČOK, I.: Fission Tracks of Uranium and Possibility its Application for Dating on Example of Volcanic Glasses
MARKOVÁ, M.: The Lussatite – Opal CT in Siderite Concretions of Lower Miocene in West Carpathians

Vol. 4 – 1977:

- GUBAČ, J.: Wallrock Alteration in Deposits of Spišsko-gemerské rudohorie Mountains

Vol. 5 – 1978:

- MIKO, O.–HOVORKA, D.: Quartz-Tourmalinic Rocks of the Veporide Crystalline Complex in the Nízke Tatry Mts.
KRAUS, I.–ŠAMAJOVÁ, E.: Clay Minerals in Sediments of East-Slovakian Basin
VÁCLAV, J.–VOZÁROVÁ, A.: Characteristic of North-Gemeride Permian at Košická Belá
MARKOVÁ, M.–ŠTOHL, J.: New Data on Solfataric Formation at Kalinka – Viglašská Huta Region
KAROLUS, K.–KAROLUSOVÁ, E.: Petrography of Ignimbrite Formation in Štiavnické pohorie and Pohronský Inovec
TIMČÁK, G.–JAKABSKÁ, K.–ČINČÁROVÁ, M.: Comparison of Results of Recasting Analyses of Garnets into End Member Molecules by Burri, Rickwood, Sobolev and Deer's Methods

Vol. 6 – 1979:

- ELIÁŠ, K.: Contribution to Clearing up of Conditions of Origin of Magnesite Deposits by Thermometric Investigation
ELIÁŠ, K.: Thermometric Investigation of Pb–Zn Deposit Jasenie in the Nízke Tatry Mts.
MECHÁČEK, E.–VÁCLAV, J.: Study of Cu, Pb, Sn, Mo and Co Distribution in Permian Rocks and B Horizon of Soils in the Area of Košická Belá
VOZÁROVÁ, A.: Lithofacial Characteristic of the Permian in the Northwestern Part of the Veporic
TURAN, J.–VANČOVÁ, L.: Magnesitvorkommen in der Gelnica-Serie des westlichen Teiles des Gebirges Spišsko-gemerské rudohorie (Westkarpaten)

Vol. 7 – 1980:

- HÁBER, M.: Mineralogisch-geochemische und paragenetische Erforschung hydrothermaler Gänge im Gebiet zwischen Prakovce und Kojšov (Spišsko-gemerské rudohorie)
BEŇKA, J.: Mineralogy of Ore Veins East of Hnilec
VÁCLAV, J.: Results of Geochemical Prospection

Vol. 8 – 1981:

- ŠTOHL, J.–GNOJEK, I.–DĚDÁČEK, K.: Aerial Magnetometry and Gamma Spectrometry in Interpretation of Metallogeny of Central-Slovakian Neovolcanic Region
REPČOK, I.: Dating of some Central-Slovakian Neovolcanic Rocks by the Fission Track Method
SUCHÝ, Š.: Mineralogical-Geochemical Characteristic of Cinnabar in the Deposit Rudňany
LUKÁČIK, E.: Petrology of Granite-Granodiorites of the Prašivá Type in the Western Part of the Nízke Tatry Mts. Pluton
VOZÁROVÁ, A.: Lithology and Petrography of the Nižná Boca Formation (Upper Carboniferous; West Carpathians)

Vol. 9 – 1981:

- ILAVSKÝ, J.–KUPČO, G.–CUBÍNEK, J.: Zoning of Trace Elements in Main Minerals of the Deposit of Pyrit-Copper Ores in Smolník and their Comparison with other Similar Deposits
ILAVSKÝ, J.–BAJANIČ, Š.: Petrogenesis of Basic Volcanic Rocks of Gelnica-Group around Smolník
SNOPKO, L.–VOZÁROVÁ, A.: Lithological and Petrographical Research of Drnava Formation
VANČOVÁ, L.–TURAN, J.: Distribution of Trace Elements in West Carpathian Magnesites