

RUDOLF LUKÁČ

PETROGRAFICKÉ A GEOLOGICKÉ PROBLÉMY DRUHEJ VULKANICKEJ PERIÓDY ANDEZITOV ZÁPADNE OD HRONSKEJ BREZNICE

(Obr. 8 v textě, tab. XI—XVIII, ruské a nemecké resumé)

V lete r. 1955 som mapoval oblasť neovulkanitov južne od čiary Hronská Breznica—Horné Opatovce. V tejto práci podávam stručnú charakteristiku geologickej stavby územia západne od Hronskej Breznice (pozri geologickú mapu, obr. 8).

Študované územie je budované horninami druhej vulkanickej periódy andezitov terciérneho vulkanizmu. Ťažisko práce spočíva v podrobnom petrografickom rozbere jednotlivých typov hornín, ktoré sú na tomto území zastúpené.

Geologické pomery

Študované územie je súčasťou Štiavnického pohoria, ktoré je budované neovulkanickými horninami. Toto územie nebolo v minulosti podrobnejšie študované. Stručne sa o ňom zmieňuje len Adrian (1866). Problematiky susedného územia dotýkajú sa práce najmä Fialu (1933), Čechoviča (1933), Lukáča (1955 a 1956) a iných. S ohľadom na magmatickú diferenciáciu a na metalogénne pochody boli v tomto pohorí vyčlenené dve vulkanické andezitové periódy; prvá vulkanická perióda a druhá vulkanická perióda andezitov (Böck, 1901).

V študovanom území sú vyvinuté len horniny *druhej vulkanickej periódy*, ktoré smerom na západ susedia s acidnými diferenciátmi *tretej vulkanickej (ryolitovej) periódy*. Odlíšenie ryolitovej vulkanickej periódy od periód andezitových (prvej a druhej) vyplýva z jej odlišných geologicko-tektonických pomerov, ako aj od odlišnej petrografickej povahy jej členov.

Podľa výsledkov geologického mapovania a petrografického štúdia rozlíšil som v rámci druhej vulkanickej periódy tieto typy hornín:

tufy hyperstenicko-biotitické a aglomeráty geneticky späté s biotiticko-

amfibolickými andezitmi. Môžeme ich sledovať na úpätiach svahov. Miestami sú odkryté až v 250 m mocnosti.

V bezprostrednom nadloží predchádzajúcich tufov vystupujú *tufy pigeoniticko-hyperstenické*, ktoré obsahujú polohy aglomerátov. Aglomeráty sú dominujúcou zložkou pyroklastika. Hranica medzi tufmi hyperstenicko-biotitickými a pigeoniticko-hyperstenickými poukazuje na erozívnu činnosť medzi prvou a druhou fázou druhej vulkanickej periódy.

Najmladší tuf *hyperstenicko-amfibolický* vystupuje v nadloží pigeoniticko-hyperstenického tufu. Z pôvodného pokrovu sú zachovalé ojedinelé ostrovčeky, ktoré vyplňajú pravdepodobne depresie staršieho reliéfu. Tuf hyperstenicko-amfibolický sa ťahne zo svahu západne od kóty 675 v pruhu a skláňa sa na sever do údolia Hrona, kde sa vejárovite rozširuje.

Na juhovýchodnom okraji sa rozkladá plateau vo výške 380—420 m so *štrkovou terasou* Hrona, je však tiež pravdepodobné, že je zvyškom sedimentácie plyocénneho jazera. Materiál terasy je polymiktný, prevažne sú zastúpené valúny andezitov kremeňa, rúl, žúl, a iné. K e t t n e r (1928, str. 12) uvádza vo svätokrížskej kotline tri stupne terás, z ktorých najvyššia leží 50—60 m nad dnešnou úrovňou Hrona na ľavom brehu rieky pri Ladomeri a Horných Opatovciach. Autor najnovšie zistil terasové štrky 120—160 m nad údolím Hrona, a to na hrebeni kóty 530 (Kalačná), stupňovite upadajúcom na sever, blízko Ladomeru. Hornú hranicu môžeme sledovať už od 420 m n. m. Pre vývoj údolia Hrona, prípadne rozšírenia plyocénneho sladkovodného jazera, ako aj pre štúdium tektonických pohybov tejto oblasti je tento údaj veľmi závažný.

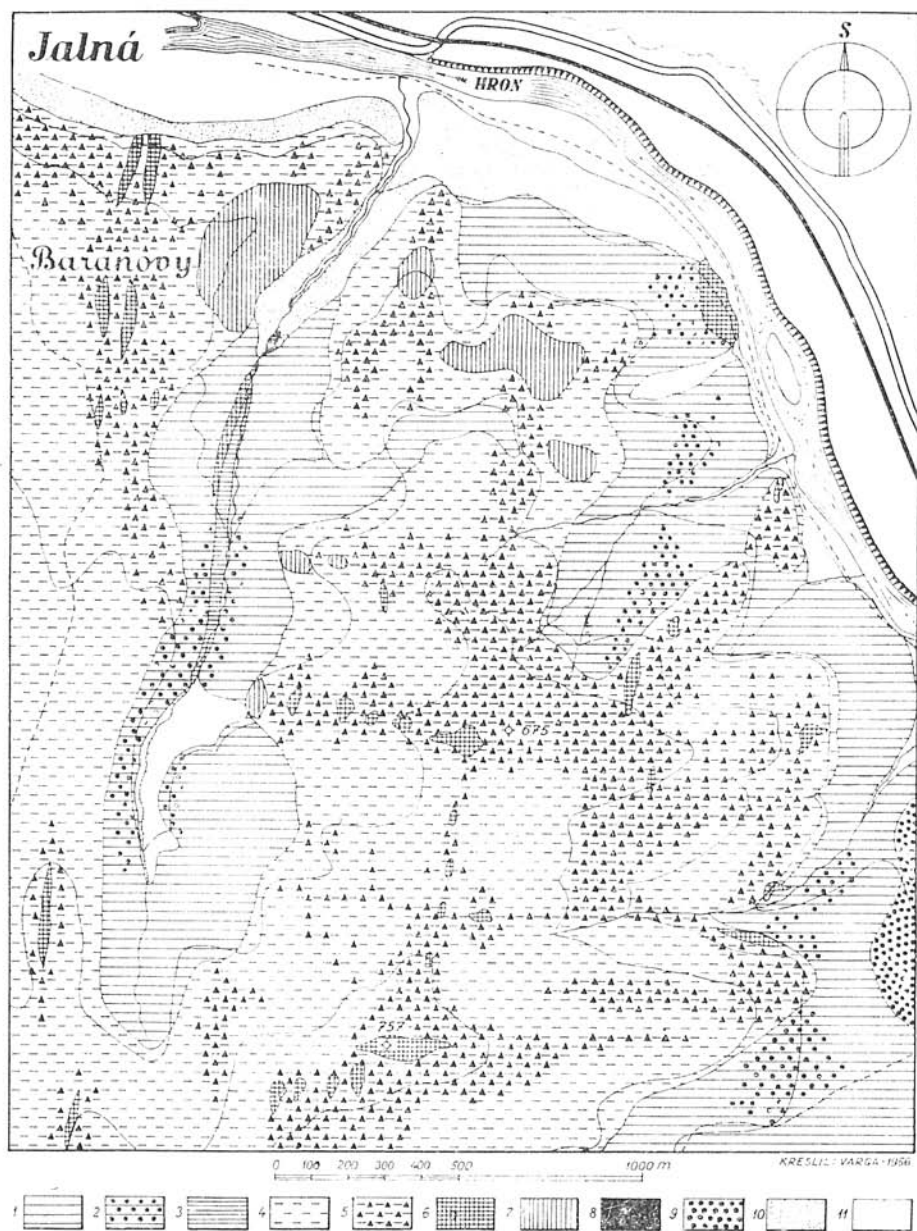
Z terénu budovaného hlavne pyroklastickým materiálom vystupujú morfológicky podľa určitých línií eruptívne telesá, dajky, miestami tiež nekky. V záreze potoka, ktorý tečie podľa úbočia výšiny s kótou 675, na jeho ľavom brehu, je sledovateľná žila (smeru 15° na severovýchod) *biotiticko-amfibolického andezitu II*.

Dajky mladšieho *pigeoniticko-hyperstenického andezitu* až *diopsidaugiticko-hyperstenického andezitu II*, vystupujú v mladších tufoch, a to na prie-sečníkoch dvoch tektonických línií, prvej smeru ca 15° na severovýchod, druhej asi západovýchodného smeru.

Hlavný tektonický smer je pomerne konštantný ca 15° na severovýchod. Podľa neho vystupujú dajky, ktoré spravidla sledujú hrebene, napr. hrebeň na výšine Baranovy a 350 m východne od kóty 675. V okolí dajkov a najmä v ich smernom pokračovaní vystupujú aglomeráty chudobné na tufový tmel. Aglomeráty, pokiaľ sa zachovali vo vyšších polohách, prechádzajú do tufov.

Dajky vo smere asi 15° na severovýchod (výšina Baranovy a kóta 757) až asi 15° na severozápad (kóta 675), tvoria prevažne malé oválne telesá, ktoré na týchto líniách hustejšie vystupujú.

Dajky i nekky majú subvulkanický pôvod a boli vypreparované procesmi



Obr. 8. Geologická mapa západného okolia Hron. Breznice. Zostavil R. Lukáč 1955. 1. Tuf hyperstenicko-biotitický. 2. Aglomerát biotiticko-amfibolického andezitu. 3. Pigeoniticko-amfibolický andezit. 4. Tuf pigeoniticko-hyperstenický. 5. Aglomerát pigeoniticko-hyperstenického andezitu s biotitom. (1.—6. II. eruptívna [andezitová] perióda.) 6. Pigeoniticko-hyperstenický andezit až diopsidaugiticko-hyperstenický andezit. 7. Tuf biotiticko-amfibolicko-hyperstenický. 8. Hyperstenicko-biotitický ryodacit. (7.—8. III. eruptívna [ryolitová] perióda.) 9. Terasové štrky. 10. Hlina a sutiny. 11. Alúvium.

vetrania a denudáciou tufov a aglomerátov. Možno predpokladať, že aglomeráty viazané na dajky, ktoré sú hojne rozšírené v celej juhovýchodnej oblasti, sú ukazovateľmi pre existenciu subvulkanických žilných andezitových telies, z ktorých sú sporadicky vypreparované na hrebeňoch, častejšie vyerodované v zárezoch potokov. Sú tiež jedným z hlavných činiteľov, ktoré určujú vývoj členenia povrchového reliéfu.

Detailný rozbor tektonických pomerov v priestore západne od Hronskej Breznice len potvrdzuje autorove poznatky z geologického mapovania v oblasti južne od Hrona medzi Breznicou a Hornými Opatovcami, až na okraj topografického listu 4562/3.

Do tohto územia zasahuje časť štiavnického ostrova, ktorý je na západnom a východnom okraji proti neovulkanickým horninám obmedzený zlomovými líniami, prebiehajúcimi asi 15° na severovýchod a priečnymi asi na západ—východ.

Ďalším poznatkom je, že vulkanická činnosť prvej a druhej andezitovej periódy a spravidla tiež tretej — ryolitových deferenciátov je viazaná prevažne na tektonické línie juhozápad—severovýchod až severojužného smeru a pri druhej a tretej vulkanickej perióde tiež asi smeru západ—východ. Tento smer je výrazný najmä pri ryolitoch.

V študovanom území sú hojne zastúpené aglomeráty spojené s tufom pigeoniticko-hyperstenickým, ktorých tufová úlomková zložka petrograficky a bezpochyby i geologicky zodpovedá diopsidaugiticko-hyperstenickým andezitom. Budujú predovšetkým všetky hrebeňové partie a tiež mnohé svahy. Vyznačujú sa niektorými zvláštnosťami. K týmto zvláštnostiam patria napr. tektonické línie poklesového rázu už uvedených smerov, ktoré dali základ vzniku hrebeňov, ktoré sa vyznačujú štíhlým tvarom.

Ďalšou zaujímavosťou tektonickej stavby študovaného územia je šachovnicová poklesová tektonika, založená na dvoch systémoch tektonických línii — severojužného a východozápadného systému.

Klasickým príkladom šachovnicovitého poklesu je územie na sever od výšiny Pesianska. Malé údolie, prechádzajúce od juhu k severu a vyúsťujúce do doliny Hrona, vyznačuje sa príkrymi stenami. Na ich stavbe sú zastúpené prevažne andezitové ostrohranné úlomky veľkosti päste až konskej hlavy (tab. XVIII, obr. 3). Ich farba je šedivá, textúra zrnitá a majú sklovitý vzhľad. Svetlošedivý tuť je medzi úlomkami skromne zastúpený, je mäkký, miestami sa stráca. Vo vertikálnom smere sa neprejavujú zmeny ani v stavebnom materiáli, ani vo veľkosti aglomerátových úlomkov.

V menšom meradle sú podobné steny tiež vo smere priečnom, napr. 750 m severne od kóty 675, kde z hrebeňa asi severojužného smeru vystupujú zo strmého východného svahu.

Východný svah 300 m na východ od kóty 675 je takmer bez porastu, pre-

važne budovaný aglomerátovými pásmi, ktoré sledujú zhruba vrstevnice. Majú kaskádovú stavbu, pričom vertikálne steny jednotlivých stupňov dosahujú výšky až 3 m. Sú poklesového charakteru. Pre vysvetlenie vzniku uvedených javov prichádza najskôr do úvahy zlomová poklesová tektonika. Táto je charakteru priekopovej prepadliny a podmienila aj vznik spomínaného bočného údolia.

Povedľa aglomerátov s úlomkami, ktoré patria k jednému typu andezitu, sú tiež hojne zastúpené aglomeráty s polymiktnými úlomkami andezitov.

Petrografická časť

V tejto kapitole podávam celkovú petrografickú charakteristiku hornín druhej vulkanickej periódy andezitov. Zvýšenú pozornosť venujem pritom femickým minerálom, ktoré sa vyznačujú zaujímavými reakčnými zmenami, ktoré nastali za intratelurickej fázy tohto vulkanizmu.

Na základe urobeného mikroskopického štúdia rozlíšil som v rámci druhej vulkanickej periódy v študovanom území tieto hlavné typy hornín:

1. biotiticko-amfibolický andezit II,
2. hyperstenicko-biotitický tuf,
3. pigeoniticko-hyperstenický až diopsidaugiticko-hyperstenický andezit II,
4. aglomerát pigeoniticko-hyperstenický,
5. hyperstenicko-biotitický ryodacit a
6. hyperstenicko-amfibolický tuf.

Pri opise jednotlivých typov hornín nepridržiavam sa ich časového sledu, ale vychádzam zásadne zo štúdia kompaktných hornín a postupujem v opise s nimi geneticky združených pyroklastických hornín. Takto sa mi umožnilo získať presnejší obraz o minerálnom zložení a minerálnej sukcesii pyroklastických hornín.

1. Biotiticko-amfibolický andezit II

Makroskopicky je hornina kompaktná s nerovným lomom, farby šedivozelenej a so zreteľnou porfyrickou textúrou.

Biotit tvorí vo výbruse $1,3 \times 0,4$, $0,8 \times 0,8$ mm veľké jedince, ktoré majú len zriedkavo zachované pôvodné obmedzenie. Sú korodované a majú buď oválny tvar, alebo sú obmedzené nepravidelne a majú početné zálivy, ktoré sú vyplnené reakčnými minerálmi. Je silne pleochroický α = zelenožltý, β = hnedo-červený a γ = červenohnedý.

Biotit býva takmer všeobecne postihnutý autometamorfnou premenou. Po stránke charakteru boli rozlíšené tieto typy premeny:

a) Kryštály biotitu korodované oválne sa vyznačujú jednou až dvomi reakčnými aureolami (tab. XI, obr. 2). V jadre je biotit pomerne čerstvý a uzatvára

idiomorfne kryštáliky labradoritu (metóda symetrického zhášania v ďalšom $Msz = 33^\circ$, $Chm = +$, veľkosť zrna $0,4 \times 0,24 \text{ mm}$) a tyčinkovité kryštáliky apatitu. Pri pozorovaní pleochroizmu pri viacerých zrnách korodovaného biotitu v reze (001) sa vyskytujú v paralelných pruhoch farebné prechody od červenohnedej do hnedočervenej. Rovina optických osí sa často mení v jednom zrne od blízkeho k nule až na zjavnú dvojsovosť. Porušené konoskopické obrázky v pruhoch svetlohnedočervených, najmä v blízkosti korodovaných okrajov svedčia už o porušenosti kryštálovej mriežky. Tento úkaz súvisí s deformáciou štruktúrnej mriežky. Vnútna obruba (priemernej šírky $0,14 \text{ mm}$) je podstatne složená z nepravidelných zrn magnetitu, pigeonitu a oligoklasandezínu. Genéza týchto minerálov je viazaná na premenu biotitu za nepatrného prínosu látok zo zvyškovej magmy. Vonkajšia zóna je typicky reakčná. Voči základnej hmote je zubovite obmedzená. Pozostáva výhradne z hypidiomorfne vyvinutých kryštálikov oligoklasandezínu ($Msz = 14^\circ$, $Chm = -$).

b) Inokedy býva biotit lemovaný obrubou tvorenou bazaltickým amfibolom (tab. XI, obr. 1). V takýchto prípadoch bazaltický amfibol sleduje lalokovité obmedzenie korodovaného biotitu. V styčnej zóne biotitu a amfibolu vystupuje miestami alotriomorfny ortoklas ($Chm = -$) krovitej až hákovitej stavby. Smerom k styčnej zóne sa vyskytujú ešte hypidiomorfne jedince albiticky lamelovaného albitoligoklasu, ktorý prevláda nad ortoklasom. Medzi produktami rozpadu sú hojne zastúpené zrná magnetitu. Apatit vystupuje vo forme tyčinkovitej i krátkostĺpkovitej, často škvrnité nahnedlý, vykazuje slabý pleochroizmus a slabú anomálnu dvojsovosť. Pri amfibole môžeme sledovať dve štádiá vývoja; v prvom štádiu je amfibol reakčným produktom medzi prvotným biotitom a zvyškovou magmou (zmena chemizmu zvyškovej magmy a jeho PT podmienok), v druhom dochádza k jeho normálnemu vylučovaniu z kryštalizujúcej magmy. Inokedy je biotit postupne nahradzovaný čadičovým amfibolom (tab. XI, obr. 3).

c) V inom prípade je biotit nahradzovaný jemnozrnným agregátom, ktorý tvorí pigeonit a živce. Agregát má často pseudohexagonálne obmedzenie pôvodného biotitu. Pigeonit sa vyznačuje jednotnou optickou orientáciou. V iných rezoch pigeonit tvorí drobné krátkostĺpkčekovité až stebelnaté kryštáliky. Živce sú v agregáte zastúpené ortoklasom a albitoligoklasom a tiež akcesorickým, silne pleochroickým amfibolom, ktorý má vyšší dvojlom ako pigeonit.

V inom prípade zasa vznikajú pri premenách biotitu agregátne zhluky stĺpcovitého amfibolu s podradným vývojom pigeonitu, ktoré majú prevažne zhodnú optickú orientáciu. Refazová štruktúrna stavba pigeonitu alebo amfibolu je v súlade s vrstevnou stavbou biotitu.

Premena biotitu raz na pigeonit, inokedy na amfibol, je závislá od rôznych fyzikálno-chemických podmienok, resp. od prítomnosti, alebo nedostatku H_2O v tuhnucej magme.

d) Nakoniec možno pozorovať pri premene biotitu vznik agregátneho pigeonitu ($1,2 \times 0,8$ mm), ktorý je často jednoducho i lamelárne zdvojitý podľa (100). Okraje agregátov hraničiace so základnou hmotou sú slabo opacitizované.

Ak dáme do genetickej súvislosti pozorovania uvedené pod a, b, c, môžeme v úvahe pokračovať tak, že premena biotitu prechádza až do jeho úplnej magmatickej resorpcie a asimilácie zvyškovou magmou v intratelurickom štádiu.

Fiala (1954) opisuje z Kremnického pohoria premeny endogénnych uzatvorenín v andezitoch a spomína premeny amfibolu na pigeonit a hyperstén. V našom prípade nebol zatiaľ pozorovaný prípad augitizácie amfibolu a objektom premeny bol vždy biotit, ktorý sa raz mení na amfibol, inokedy na pigeonit, alebo tiež na hyperstén v intratelurickom štádiu vulkanizmu andezitov.

Amfibol obyčajný a *čadičový* ($1,2 \times 0,4$, $0,6 \times 0,3$ mm a menšie) má výrazný pleochroizmus (α = žltozelený, β = hnedočervený a γ = červenohnedý) a maximálne zhášanie $\gamma/c = 23^\circ$. Prevláda nad biotitom. Pri bazaltických amfiboloch sa pozorovalo šikmé zhášanie $\gamma/c = 12^\circ$. V tomto prípade je amfibol hnejšej farby a obsahuje často relikt biotitu. Vyskytuje sa idiomorfne vyvinutý často magmaticky korodovaný s opacitickou obrubou. Prevažné množstvo amfibolu vzniká nahradzovaním biotitu (tab. XI, obr. 1, 3).

Pigeonit vystupuje prevažne v drobných krátkostĺpčekovitých kryštálikoch, alebo tvorí zhluky. Býva často lamelárne zdvojitý podľa (100). Jeho vznik sa viaže na premenu biotitu. V pigeonitoch ($0,4 \times 0,24$ mm) sú miestami uzavreté triesočky výrazne pleochroického biotitu ($0,07 \times 0,02$ mm). Vyznačuje sa malým, ale rozdielnym uhlom optických osí, šikmé zhášanie pigeonitu γ/c má tiež značné výkyvy. Pri dvojlome $\gamma - \alpha = 0,031$ je $\gamma/c = 33^\circ$ a pri $\gamma - \alpha = 0,02$ je γ/c až 42° veľké, $Chm = +$ a rovina optických osí je prevažne kolmá na (010), menej často v rovine (010). Rozdielne optické konštanty hovoria tiež o meniacom sa chemickom zložení pigeonitu. Má žltkavé zafarbenie, chýba mu pleochroizmus a často je lemovaný opacitickou hematitovou obrubou. Pigeonit je hojne zastúpený prevažne v malých zrnách. Je menej hojný ako biotit.

Hyperstén tvorí idiomorfne kryštály. Väčšie kryštály (priemerne $1,0 \times 0,5$ milimetra) vystupujú individuálne, alebo v zhlukoch. Sú často korodované. V okolí zhlukov možno pozorovať relikt biotitu. V kryštáloch ($1,1 \times 0,48$ mm) sa zistili aj ihličky biotitu ($0,12 \times 0,02$ mm a menšie). Nie je vylúčené, že vývoj väčších jedincov hypersténu bol ovplyvnený magmatickou resorpciou biotitu. Tyčinkovité hyperstény majú na prechode do základnej hmoty prevahu nad veľkými jedincami. Kvantitatívne je najmenej hojný medzi tmavými komponentami.

Kremeň (priemerne $0,4 \times 0,3$ mm) vystupuje len akcesoricky a býva magmaticky korodovaný.

Živce prvej generácie sú vyvinuté zonárne. Jadro kryštálov (priemerne

0,8×0,5 mm) tvorí labradorbytownit. Vyznačuje sa lalokovitým obmedzením, čo znamená, že bolo slabo korodované. Jadro je obalené zónou labradoritu, ktorý často zaberá hlavnú časť živcovej hmoty. Ďalšia zóna patrí andezínu a posledná zasa labradoritu (šikmé zhášanie na [010] k „a“ -28° , -22° , -8° , -21°). Tvorí hypidiomorfne vyvinuté agregáty, pri ktorých podľa protoklasov ohraničenej plochy pokračuje rast andezínu (Msz = 20° , Chm = +).

Druhá generácia plagioklasu zastupovaná labradorbytownitom nemá zonárnu stavbu. Idiomorfne kryštály sa vyznačujú polysintetickým albitovým zrastom, ktorý je kombinovaný buď s periklinovým (1,2×1,06 mm, Msz = 41° , Chm = -), podobný vývoj ako na tab. XVII, obr. 1), alebo s karlovarským (Msz = $14^\circ/38^\circ$) zákonom.

Kryštalizačný sled pokračoval ďalej vylučovaním andezitlabradoritu (Msz = -28° , Chm = +). Ako posledný zo živcov kryštalizuje zonárny plagioklas, ktorého jadrom je oligoklasandezín a väčšiu okrajovú časť zaberá na sklovité uzavreniny bohatý andezín (2,8×1,8 mm, Msz stred = 13° a okraj 23° , Chm = -). Okrem živcov, ktoré vznikli priamym kryštalizovaním z magmy, vznikajú tiež živce (albitoligoklas a oligoklas), o čom sme už hovorili pri premene biotitu.

Základná hmota je hyalopilitickej štruktúry. Je prevažne sklovitá a obsahuje mikrolity, ktoré prechádzajú až do mikrokryštálikov (0,12×0,06 mm) a patria prevažne živcom (určiteľný albitoligoklas Msz = 15° , Chm = +) tiež hypersténu a pigeonitu. Zaujíma asi jednu tretinu hmoty horniny.

2. Tuf hyperstenicko-biotitický

Je ružovošedivej farby a popolovitého vzhľadu. Obsahuje väčšie indivíduá živcov a biotitu a uzatvoreniny lapíl. Po stránke minerálneho zloženia je ekvivalentný s biotiticko-amfibolickým andezitom. Obe horniny patria tiež jednej erupčnej fáze, prirodzene je tuf relatívne starší ako andezit.

Lapily. Vo výbrusoch (typický výbrus 6858) majú porfyrické vyrastlice základnú hodnotu zhodnú s opísaným biotiticko-amfibolickým andezitom II. Biotit je obdobne magmaticky korodovaný a premenený na amfibol, pigeonit a pod. Premena nie je, pravda, tak rozšírená ako pri andezite. Menšie zrná biotitu bývajú silne opacitizované. V niektorých zrnách pri pomerne čerstvom biotite, ktoré sú po okrajoch korodované, vystupuje i výrazná sagenitizácia (tab. XII, obr. 1).

Vedľa amfibolu vzniknutého zatlačovaním biotitu je prítomný v podradnom množstve i primárny amfibol. Hyperstén patrí svojimi rozmermi viac základnej hmote než k porfyrickým vyrastliciám. Živce (tab. XVII, obr. 1) majú zhodný charakter s biotiticko-amfibolickým andezitom. Lapily petrograficky možno označiť ako hyperstenicko-biotitický andezit.

V tufe vedľa sklovitej a poréznej hmoty sú prítomné drobné nepravidelné

úlomky plagioklasov (tab. XVII, obr. 2, 3), medzi ktorými má prevahu labradorit. Tmavé minerály podľa kvantitatívneho zastúpenia sa vyskytujú v poradí: biotit, hyperstén a najskrovnejšie je prítomný amfibol. Hyperstén hydratogénnou premenou zatlačil prevažne hematit.

Pri aglomerátoch sa zhoduje tufová zložka s hyperstenicko-biotitickým tuфом a horninové úlomky sa v zásade nelíšia od biotiticko-amfibolického andezitu.

3. Pigeoniticko-hyperstenický andezit až diopsidaugito-hyperstenický andezit

Patria mladšej vulkanickej fáze. Od predchádzajúcich andezitov odlišujú sa len nepatrným rozdielom nerastného zloženia, najmä pokiaľ ide o femické komponenty. Ich genéza bola ovplyvnená predovšetkým podmienkami tuhnutia, menej odchýlnosťou femického zloženia magmy. Sú to horniny kompaktné až afanitické, najčastejšie s nerovným lomom. Na okrajoch andezitových telies prichádzajú často škvrnité variety.

Femické minerály v jednotlivých andezitových výskytoch majú variabilné zastúpenie.

Hyperstén v mladších andezitoch druhej vulkanickej periódy je štandardne prítomný a má dominujúce zastúpenie medzi tmavými minerálmi. Dosahuje priemerne veľkosť $2,3 \times 0,5$ mm. Býva postihnutý magmatickou koróziou, pri ktorej vzniká pigeonit a živce (tab. XV, obr. 2), niekedy sám zatláča a obrastá diopsidaugit (tab. XV, obr. 1). Je výrazne pleochroický, γ = šedivozelený, α , β = ružový, Chm = — a Chz = +. Nie je zriedkavosťou, že sú v nich zachované nepatrné reliktu biotitu.

Z asimilátu resorbovaného biotitu vzniká vedľa pigeonitu a hypersténu tiež minerál, ktorý svojimi vlastnosťami je blízky pigeonitu i hypersténu. Má stĺpcovitý vývoj ako hyperstén a býva často zdvojitý podľa (100) podobne ako pigeonit. Na druhej strane niektorými optickými vlastnosťami sa podobá hypersténu (pleochroizmus, ktorý je markantný, a to s absorpciou šedivozelenej a ružovej farby, dvojlom $\gamma - \alpha$ ca 0,013 a Chm = —). Rovina optických osí je kolmá na (010) ako pri pigeonite a $\gamma/c = 11^\circ$. Uhol optických osí podľa konoskopického obrázka je menší ako pri augite. Jeho výskyt je dosť bežný. Tento minerál patrí najpravdepodobnejšie do skupiny pigeonitov.

Pigeoniticko-hyperstenické andezity v oblasti Pesianska (kóta 675) obsahujú biotit, ktorý si zachoval miestami pôvodné obmedzenie. Býva zatlačený magnetitom, v ktorom sú zachované jeho nepatrné reliktu tmavohnedej farby. Relikt biotitu sa vyskytujú tiež na obode magnetitu. Nepravidelné zvyšky sa vyskytujú niekedy medzi zhlukmi pigeonitu, hypersténu a diopsidaugitu. Takýto biotit je chudobný na železo a má uhol optických osí blízky nule. Ďalej sú bežné premeny biotitu na pigeonit, podobne ako už bolo spomenuté pri biotiticko-amfibolickom andezite.

Na výšine Baranovy a východne od Pesianskej (675) majú andezity po petrografickej stránke zhodné minerálne zloženie, a to i pokiaľ ide o ich ferické komponenty. Okrem hyperstenu je zastúpený, a to v rovnakom množstve, tiež pigeonit a *diopsidaugit*; posledný niekedy i prevláda medzi tmavými komponentmi. Vystupujú spolu v zhlukoch a sú hypidiomorfne i idiomorfne vyvinuté. Pigeonit často uzatvára iné minerály, najbežnejšie hyperstén (tab. XIV, obr. 1), v inom prípade pigeonit ($\gamma/c = 33^\circ$, Chm = +), je zatlačovaný diopsidaugitom ($\gamma/c = 42^\circ$, Chm = +, tab. XIV, obr. 3).

Živce sú zastúpené plagioklasom. V prvej generácii kryštalizovali zonárne plagioklasy, s jadrom až labradorbytownit a v ďalších zónach sa opakujú labradorit a andezín. Často majú ružicovitý tvar a výraznú zonárnosť (tab. XVI, obr. 1).

V mladšej generácii porfýrických vyrastlíc prichádza labradorit, ktorý je najčastejšie lamelárne zdvojitý podľa albitového a karlovarského zákona ($Msz = 21^\circ/32^\circ$, $2,2 \times 1,4$ mm, v. 6872). Veľmi častým javom je hviezdicovité zrastanie albiticky lamelovaných labradoritov (tab. XVIII, obr. 2, $Msz = 32-35^\circ$). Zonárna stavba je zriedkavejšia, ale zato bol pozorovaný v mnohých prípadoch náhly zonárny prechod labradoritu do andezínu. V tab. XVI, obr. 3 je podobný úkaz, o ktorom možno súdiť, že pri poklese teploty prebiehal rýchlejší spád kryštalizácie andezínu a spôsobil uzatváranie nepravidelných hniezd sklovitej hmoty. Do tohto štádia kryštalizácie zonárnych lamelovaných líst podľa albitového zákona patrí tiež andezínlabradorit (tab. XVIII, obr. 1, $Msz = 27^\circ$, Chm = +). V intratelurickom štádiu kryštalizácia základnej hmoty nasadzuje na týchto kryštáloch zubovitý rast pravdepodobne albitoligoklasu (Chm = +). V druhej generácii pri labradorite vyskytuje sa často rekurentná zonárnosť, t. j. andezín tvorí jadro a v zónach sa opakuje labradorit s andezínom. Sporadicky vystupuje oligoklasandezín ($Msz = 15^\circ$, Chm = -, $2,3 \times 1,2$ mm), až albitoligoklas ($Msz = 16^\circ$, Chm = +, $0,6 \times 0,4$ mm), najmä v zhlukoch spolu s produktami intratelurickej premeny po biotite.

Základná hmota je vitrofyrická až hyalopilitická. Vo väčšine výbrusov prevláda sklo nad mikrolitmi a lištičkami živcov. Vo výbruse z dajky 300 m juho-východne od kóty 675 základnú hmotu tvoria nepravidelné zhluky, ktoré sú zložené z mikrolitov a sklovitej hmoty. Tieto tvoria tesne vedľa seba usporiadané nepravidelné políčka. Pri menšom zväčšení robia dojem nedokonale individualizovaných živcových zŕn.

4. Aglomeráty pigeoniticko-hyperstenického andezitu

Tufová složka je svetlošedivá, sypká s lapilami do veľkosti orecha. Vo výbruse základná hmota je pórovitá a sklovitá s väčšími jedincami, ktoré sú silne postihnuté kataklázou. Úlomky plagioklasov sú nepravidelné a bazický sú obdob-

ného charakteru ako v pigeoniticko-hyperstenických andezitoch. Andezíny sú prederavené uzatvoreninami skla s nepravidelným obmedzením, alebo na okraji typicky zubovité, čo nasvedčuje ich vývojovému rastu už v procese tuhnutia základnej hmoty (tab. XVI, obr. 2). Hyperstény majú niekedy zubovité obmedzenie a často tvoria zhluky s pigeonitom.

Autohydatogénna metamorfóza spôsobila hematizáciu častí tmavých minerálov. V tufoch sú početné lapily, ktoré majú minerálne zloženie v podstate zhodné ako pigeoniticko-hyperstenický andezit.

Aglomerátový komponent je zložený z nepravidelne obmedzených ostrohranných i mierne zaoblených úlomkov andezitu, veľkosti päste až konskej hlavy, ale i väčšie (tab. XVIII, obr. 3). Makroskopicky odlišujú sa od vlastných andezitov tým, že majú tmavošedivú farbu, sú poréznejšie a majú sklovitý vzhľad, čo svedčí o ich rýchlom tuhnutí. Petrograficky sú zhodné s andezitmi, vystupujúcimi 100 m juhozápadne od kóty 675. Celkove možno o aglomerátoch povedať, že tuфы i aglomerátový materiál patria do tej istej vulkanickej fázy s pigeoniticko-hyperstenickým andezitom.

5. Hyperstenicko-biotitický ryodacit

Hornina je kompaktná s nepravidelným lomom, porfyrickej textúry a svetlošedivej farby. Z porfyrických vyrastlíc možno rozoznať makroskopicky iba živce ($4,5 \times 3$ mm) a biotit (ca 2×2 mm).

Biotit ($3,8 \times 1,8$ mm a menšie) má z femických minerálov najhojnejšie zastúpenie. Mimo čerstvých a idiomorfných jedincov, často postihnutých protoklázou, máva často vyvinutú úzku opacitickú obrubu, tvorenú hematitom. Niekedy býva tiež zatlačený hematitom až magnetitom.

Hyperstén je čerstvý, zreteľne pleochroický, ružovej a zelenošedivej farby a rovnobežného zhášania, $Chm = -$, $Chz = +$. Má prevahu nad amfibolom.

Amfibol obyčajný je akcesorickým minerálom týchto hornín. Býva prevažne korodovaný a zatlačovaný taktiež magnetitom.

Kremeň ($2,1 \times 1,2$ mm a menší) prechádza svojím vývojom až do základnej hmoty. Je často silne korodovaný, pričom korodované partie sú vyplnené základnou hmotou.

Živce. Medzi najstaršie plagioklasy patrí labradorbytownit ($Msz = 6^\circ/30^\circ$, $3,8 \times 1,8$ mm), labradorit ($Msz = 32^\circ$, $Chm = +$) až andezín ($Msz = 25^\circ$, $0,4 \times 0,3$ mm). Sú lamelované podľa albitového a karlovarského zákona. K mladším plagioklasom patrí albitoligoklas ($Msz = 7^\circ$, $Chm = +$, $4,2 \times 2,4$ mm). Plagioklasy majú prevahu nad draselnými živcami — ortoklasom a sanidínom, ktoré vystupujú len akcesoricky a svojou veľkosťou prechádzajú do základnej hmoty. Porfyrické vyrastlice sú prevažne vyvinuté idiomorfne.

Základná hmota je mikroholokryštalická, jej ortoklasy tvoria často hviezdicovité, nepravidelné agregáty, alebo nepravidelné zrná, často nedokonale

individualizované. Medzi nimi sú ihličkovité až mikrolytické bližšie neurčiteľné živce. (Pravdepodobne sanidin.) Pomerne hojne je zastúpený kremeň, ktorý je často postihnutý protoklázou, niekedy undulózne zháša a vykazuje anomálnu dvojsovosť.

Z tmavých minerálov podľa sekundárneho serpentínu, prepletajúceho sa medzi zrnami základnej hmoty v jemných nepravidelných pásikoch, možno usudzovať na hyperstén v základnej hmote.

6. Tuf hyperstenicko-amfibolický

Tuf je šedivopopulovitého a porézneho vzhľadu s väčšími jedincami amfibolu, hypersténu a biotitu.

Amfibol obyčajný je najhojnejšie zastúpený z tmavých komponentov. Vystupuje vo veľkých idiomorfných jedincoch (až $6,0 \times 2,5$ mm) viac alebo menej intenzívne magmaticky korodovaných. Má výrazný pleochroizmus (α = zeleno-žltý, β = žltozelený a γ = tmavozelený), zhášanie $\gamma/c = 25^\circ$.

Hyperstén ($2,0 \times 0,4$ mm a menší) je prevažne idiomorfný, často korodovaný a obsahuje uzatvorenia plagioklasu, apatitu, niekedy i reliktného biotitu.

Biotit má idiomorfný vývoj. Tvorí vo výbruse pseudohexagonálne tabuľky veľkosti $2,5 \times 3$ mm podľa (001) a 3×4 mm i menšie, rovnobežné s c. Menšie kryštály sú často ohnuté a roztrieštené. Nie je zriedkavá korózia a magmatická premena biotitu na amfibol, hyperstén a pigeonit. Obsahove je podriadený hypersténu.

Pigeonit vystupuje len sporadicky. Je produktom rozpadu a magmatickej premeny biotitu. Je dvojakého typu; raz ako idiomorfne sporadicky vystupujúce jedince, vyznačujúce sa charakteristickým dvojčatným zrastom, inokedy ako alotriomorfne zrná, ktoré spravidla vytvárajú zhluky.

Živce sú zastúpené albitoligoklasom ($Msz = 13^\circ$, $Chm = +$) až bázickým labradoritom ($Msz = 35^\circ$, $Chm = +$), ďalej andezínom a bázickým andezínom, ktoré majú bohaté uzatvorenia skla.

Sanidin vystupuje v úlomkovitých zrnách, ktoré sú zvyčajne prestúpené nepravidelnou sieťou trhlin. Drobnozrnná tmeliaca hmota je sklovitého charakteru a obsahuje mikrolity, ktoré patria k živcom.

Tuf hyperstenicko-amfibolitický je starší ako hyperstenicko-biotitický ryodacit, ktorým sa v študovanom území končí vulkanická činnosť.

Záverom k petrografii hornín druhej vulkanickej periódy andezitov v študovanej oblasti je potrebné zdôrazniť, že porfyrické vyrastlice plagioklasov v opísaných tufoch a andezitoch II majú bázicky rovnaký charakter a menšie rozdielnosti môžeme zaznamenať len zastúpením ortoklasu a albitoligoklasu, ktoré vznikli pri magmatickej premene biotitu.

Tmavé minerály majú dosť variabilné zastúpenie. Hyperstén je zastúpený vo

všetkých tufových i andezitových varietách. Prevaha hypersténu medzi femickými komponentami je zjavná ak je andezit bez biotitu, ak však je prítomný biotit, hyperstén má podradné zastúpenie. Zastúpenie biotitu, amfibolu, pigeonitu a diopsidaugitu je pri jednotlivých varietách menlivé. Biotit a amfibol majú prevahu pri starších typoch, pigeonit s diopsidaugitom pri typoch mladších.

Horniny druhej vulkanickej periódy považujem za produkty jedinej spoločnej magmy. Vznik jednotlivých andezitových facií možno vysvetliť pulzačným charakterom vulkanickej činnosti a zmenou chemizmu magmy pri jeho postupnej kryštalizácii ako i zmenou PT podmienok. Tento predpoklad vyplýva z týchto faktov:

1. Tufy a andezity ad 1 a 2 sú makroskopicky zelenošedivé a majú porfyrickú štruktúru s výrazne vystupujúcim biotitom. Mikroskopicky sa zistilo, že prevažná časť biotitu bola viac-menej magmaticky premenená. Jedna časť biotitu je korodovaná a sprevádzaná reakčnou zónou (pigeonit a albitoligoklas), iná je nahradzovaná čadičovým amfibolom za súčasného vystupovania ortoklasu a albitoligoklasu. V iných prípadoch pri čiastočnej až úplnej resorpcii biotitu vzniká amfibol i pigeonit so zvyškami magnetitu až ilmenitu s relikтами biotitu.

2. Mladšie tufy a andezity ad 3 a 4 sú makroskopicky svetlošedivé až tmavošedivé. Tufy sú sypké a obsahujú lapily, kým andezity sú jemnozrnné, afanitické až škvrnité, sklovitého vzhľadu. Aglomeráty sú zložené z tých istých tufov a andezitov uvedených typov. Podľa stupňa magmatickej premeny biotitu a prítomných tmavých minerálov pri andezitoch, možno sledovať tri faciie, ktoré pozvoľna prechádzajú jedna do druhej.

Andezity prvej faciie majú základnú hmotu sklovitú až hyalopilitickú a vyznačujú sa tým, že neobsahujú čerstvý biotit, ktorý bol magmaticky premenený na pigeonit, ďalej hyperstén s hniezdovite rozloženým magnetitom až ilmenitom.

V druhej facií pri andezite je kryštalinita základnej hmoty hyalopilitická. Z resorbovaného biotitu vznikajú zhľuky pigeonitu s mladším diopsidaugitom, medzi ktorými sa vyskytujú relikty biotitu.

Napokon v treťom prípade stupeň kryštalinity základnej hmoty je hyalopilitický s prechodom do štruktúry nevadickej. Resorbované biotity sú magmou celkom asimilované, z nich kryštalizuje idiomorfne diopsidaugit, alebo v hypidiomorfných zhľukoch s $\pm$ pigeonitom a idiomorfne stĺpcovité až niekoľko milimetrov veľké hyperstény, často postihnuté magmatickou koróziou. Tento hyperstén je mladší, alebo sa jeho vznik časove čiastočne prekrýva s diopsidaugitom.

Podľa Bowenovho reakčného princípu patrí biotit v kryštalizačnom postupe medzi najmladšie femické minerály. Z uvedeného štúdia však vyplýva, že kryštalizoval pred vyššie termálnymi minerálmi. Reakčné procesy medzi biotitom a magmou dovoľujú vysloviť názor, že jeho kryštalizácia zodpovedá staršiemu vývoju magmy.

Pri pulzačnom charaktere vulkanizmu sa menili fyzikálno-chemické podmienky po každej erupzívnej fáze. Vedľa úniku plynov a zníženia tlaku kolísala i teplota. Biotit sa dostal v nových fyzikálno-chemických podmienkach do nerovnovážneho stavu s magmatickou taveninou, čo viedlo k reakčným procesom medzi biotitom a zvyškovým magmatom. Sled kryštalizácie ukazuje, že po resorpcii biotitu vznikali vyššie termálne minerály ako je biotit, z čoho možno usúdiť, že pri vývoji magmy muselo dôjsť k zvyšovaniu teploty. Takto meniace sa fyzikálno-chemické pomery v magme potom podmieňovali podľa okolností existenciu minerálov s radikálom (OH), alebo bez neho.

Z á v e r

Z uvedených výsledkov geologického a petrografického štúdia dochádzam k tomuto záveru:

a) na základe superpozície tufov a ich preukázanej petrografickej a genetickej príslušnosti k jednotlivým typom andezitov je možné stanoviť tento sled vulkanickej činnosti:

tuf hyperstenicko-biotitický s aglomerátmi,
andezit biotiticko-amfibolický II,
tuf pigeoniticko-hyperstenický s aglomerátmi,
andezit pigeoniticko-hyperstenický až
andezit diopsidaugiticko-hyperstenický II,
tuf hyperstenicko-amfibolický a
ryodacit, hyperstenicko-biotitický.

Tieto variety andezitov a pyroklastík patria k druhej vulkanickej (andezitovej) perióde a tuf hypersten-amfibolický s ryodacitom k tretej vulkanickej (ryolitovej) perióde Štiavnického pohoria.

b) Tektonická stavba je daná oddenudovanými subvulkanickými žilnými telesami ako dajkami. Tieto vystupujú rovnobežne na líniiach asi 15° na severovýchod. Ďalej vo smeroch ca západ—východ vystupujú menšie dajkové a nekóvé útvary, a to spolu s aglomerátmi, avšak len v obmedzenom rozsahu. Z analýzy oboch tektonických smerov a vystupovania andezitov plynie záver, že prírodné cesty andezitovej taveniny k povrchu do tufového prostredia umožňovali najmä kanály vzniknuté v priesečníkoch oboch systémov tektonických línii. Podľa týchto línii, a to vo smeroch asi sever—juh a asi západ—východ, vznikli šachovnicové poklesy, zásluhou ktorých vytvorili sa typické ostré hrebene vo smere andezitových dajkov a zrázne svahy s typickou erozívnu morfológiou.

c) Aglomeráty, vystupujúce v oblasti geologickej mapy a tiež v jej pokračovaní na juhovýchod, majú nad ostatnými vulkanitmi podstatnú prevahu. Z nich vystupujú sporadicky dajky andezitov. Vznikli explozívnu vulkanickou čin-

nosťou, rozbitím andezitových prúdov a telies a sedimentáciou tohto materiálu.

d) Horniny zastúpené v študovanom území, patria najmä andezitovej magme a v jednom prípade ryolitovej. Pyroklastiká majú značnú prevahu nad masívnymi horninami. Andezitové variety a ich pyroklastiká sa vyznačujú petrograficky niektorými spoločnými znakmi. Pokiaľ ide o živce, z porfyrických vyrastlíc plagioklasov prevláda labradorit. Celkove však pomer molekúl albitu a anertitu pri prítomných plagioklasoch nemá väčšie výkyvy. Z tmavých minerálov hyperstén je vždy zastúpený v kolísavom množstve. Biotit je pri najstarších andezitových tufoch medzi tmavými minerálmi prevládajúcim komponentom, kdežto pri najmladších vystupuje len ako sporadické relikt. Zistilo sa, že biotit prechádza v rôznych andezitových varietách v intratelurickom štádiu radom premien. Z magmatických reakcií možno sledovať procesy od korózie cez resorpciu a asimiláciu. Pri premenách možno na biotite sledovať okrajové reakčné zóny, zatlačovanie biotitu amfibolom, diopsidaugitom i hypersténom.

Z uvedených poznatkov vyplýva, že biotit v andezitoch druhej vulkanickej periódy patrí najstaršiemu vývoju magmy. Premena femických minerálov v intratelurickom štádiu súvisí s pulzačným charakterom vulkanickej činnosti a so zmenou chemizmu kryštalizujúcej magmy, ako aj so zmenou jeho TP podmienok.

Kolísave fyzikálno-chemické pomery v magme podľa toho, či bola bohatá alebo chudobná na H_2O , podmieňovali existenciu minerálov s radikálom (OH).

*Katedra mineralógie a petrografie
Fakulty geologicko-geografických vied
Univerzity Komenského,
Bratislava*

Recenzoval Jakub Ka men i c k ý

Vysvetlivky k tabuľkám XI—XVIII

Tab. XI

Pigeoniticko-amfibolický andezit (výb. 6859). 1000 m severozápadne od kóty 675 (Pesianska). — Obr. 1. Bazaltický amfibol zonárny (a) zatláča biotit (b). V strede zrna na prechode biotitu do amfibolu albitoligoklas (c), ortoklas (d) a čierne škvrny magnetitu až ilmenitu. Zväčšenie $43\times$ s jedným nikolom. — Obr. 2. Oválne korodovaný biotit farebne pruhovaný (k R. o. o.) s uzavretým idiomorfne obmedzeným labradoritom. Tmavá aureola je zložená z magnetitových zŕn, pigeonitu a oligoklasandezínu. Druhá aureola — svetlá je tvorená z oligoklas-andezínu s vývojom hypidiomorfným. Zväčšenie $43\times$ s jedným nikolom. — Obr. 3. Bazaltický amfibol (a) zatláča korodovaný biotit (b) s mezerovými výplňami plagioklasu. Zväčšenie $43\times$, nikoly +.

Tab. XII

Obr. 1. Biotit na okrajoch korodovaný s výraznou sagenitizáciou. 1000 m severozápadne od kóty 675 (Pesianska). Aglomerát biotiticko-amfibolického andezitu (výb. 6858). Zväčšenie $133\times$,

nikoly // — Obr. 2. Čierne hniezda magnetitu až ilmenitu ako zvyšok po biotite. Pigeonit (a) zatláča biotit (dva jedince sledujú obvod biotitu, ich obmedzenie zviaza ca 120°). Plagioklasy (b) vyplňajú medzihmotu. 100 m západozápadoseverne od kóty 675. Pigeonicko-hyperstenický andezit (výb. 7872). Zväčšenie 43X, s jedným nikolom.

Tab. XIII

Obr. 1. Agregát pigeonitu lemuje okraj pôvodne korodovaného biotitu. Miestami preniká tiež do stredu zrna spolu s hypersténom. Pigeonity majú zhodnú optickú orientáciu, ktorá podmieňuje súčasne zhášanie. V strede sú nepravidelné hniezda čierneho magnetitu až ilmenitu s reliktmami biotitu. 700 m juhovýchodne od kóty 675 (Pesianska). Pigeoniticko-hyperstenický andezit. (Výb. 6862). Zväčšenie 43X. Nikoly X. — Obr. 2. Pigeonit (a) zatláča biotit a má vývoj podobný perititickému v prostredí albitoligoklasu. 400 m severovýchodne od kóty 675 (Pesianska). Tuf hyperstenicko-biotitický (výb. 6864). Zväčšenie 133X, nikoly +.

Tab. XIV

Obr. 1. Pigeonit (a) na obode korodovaný, lamelárne zdvojitý podľa 100, s uzavretým nepravidelným zrnom hyperstenu (b). Kóta Baranovy. Diopsidaugiticko-hyperstenický andezit (výb. 6860). Zväčšenie 43X, nikoly X. — Obr. 2. Korodovaným hypersténom (a) prerastá plagioklas (b). 300 m východovýchodoseverne od kóty 675 (Pesianska). Diopsidaugiticko-hyperstenický andezit (výb. 6861). Zväčšenie 43X, nikoly X. — Obr. 3. Pigeonit (a) zatláčaný mladším diopsidaugitom. Lokalita i výbrus ako pri 1. Zväčšenie 43X, nikoly +.

Tab. XV

Obr. 1. Diopsidaugit (a) je zatláčaný a obrastaný hypersténom (b). 300 m východovýchodoseverne od kóty 675 (Pesianska). Diopsidaugiticko-hyperstenický andezit (výb. 6861). Zväčšenie 43X, nikoly X. — Obr. 2. Hyperstén silno korodovaný a v týchto miestach kryštalizujú živce a pigeonit. 700 m juhovýchodne od kóty 675 (Pesianska). Pigeonicko-hyperstenický andezit (výb. 6862). Zväčšenie 43X, nikoly +.

Tab. XVI

Obr. 1. Ružica zonárneho plagioklasu s jadrom labradorbytownitovým a v zónach sa striedajú labradorit s andezínom. Kóta 675 (Pesianska). Aglomerát pigeoniticko-hyperstenický (výb. 6870). Zväčšenie 43X, nikoly X. — Obr. 2. Andezín zubovitého vývoja prederavený mikrouzťaveninami skla. Kryštalizácia v priebehu tuhnutia základnej hmoty. Lokalita ako pri 1. Z tufovej komponenty aglomerátu pigeonit-hyperstenického (výb. 6871). Zväčšenie 43X, nikoly X. — Obr. 3. Zonárny prechod labradoritu do andezínu, ktorý je prederavený uzťaveninami skla. 100 m západozápadoseverne od kóty 675 (Pesianska). Nekk pigeoniticko-hyperstenického andezitu (výb. 6873). Zväčšenie 43X, nikoly +.

Tab. XVII

1000 m severozápadne od kóty 675 (Pesianska). Tuf hyperstenicko-amfibolický (výb. 6338). — Obr. 1. Labradorbytownit idiomorfne vyvinutý s polysyntetickým lamelovaním podľa zákona albitového a periklinového; z lapily. Zväčšenie 43X, nikoly X. — Obr. 2. Kataklázami dislokovaný labradorit tmelený sklovitou základnou hmotou. Zväčšenie 43X, nikoly X. — Obr. 3. Proto-

klazami porušený idiomorfne vyvinutý labradorit, pri pohybe a tunutí magmy. Zväčšenie 43X, nikoly +.

Tab. XVIII

Obr. 1. Zonárny plagioklas lamelovaný podľa albitového zákona. Stred bohato pretkávaný uzavoreninami skla patrí andezín-labradoritu so zónou andezínu. Na ľavom hornom okraji zubovité prírastky albitoligoklasu. Lom v záreze cesty na severnom úpätí od kóty Baranovy. Dipsidaugiticko-hyperstenický andezit (výb. 6896). Zväčšenie 43X, nikoly +. — Obr. 2. Labradority, zrastajúce polysynteticky podľa albitového a periklinového zákona, spolu zrastajú do hviezdovitých zoskupení. Kóta 675 (Pesianska). Z aglomerátovej komponenty pigeoniticko-hyperstenického andezitu (výb. 6870). Zväčšenie 43X, nikoly +. — Obr. 3. Povalená aglomerátová stena, ktorá vystupovala z podkladu aglomerátov, smerom nahor prechádza do tufov. Foto R. Lukáč

Mikrofoto L. Osvald

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — SCHRIFTTUM

- Andrian E. F. 1866: Das südwestliche Ende des Schemnitz-Kremnitzer Trachytstockerz. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien. — Böckh H. 1901: Vorläufiger Bericht über das Altersverhältnis der in der Umgebung von Selmeczbánya vorkommenden Eruptivgesteine. Földt. közl. XXXI. — Čechovič V. 1933: Nástin petrografického složení z úložných poměrů třetihorních vyvřelin v Handlovské uhelné pánvi. Věstník Stát. geol. ústavu ČSR, IX. — Fiala F. 1933: O súčasnom stave geolog. výskumu Slov. stredohoria. Sborník II. sjazdu čs. geografov v Bratislave. — Fiala Fr. 1954: Některé uzavřeniny z andezitů Slovenského středohoří. Sborník ÚUG. Oddíl geologický. XXI, díl 1, Praha. — Fusán O., Šalát J. 1952: Výskyty mladšieho paleozoika v oblasti Hodruša—Vyhňa. Geologický sborník SAV, Bratislava III, č. 1—2. — Hettler J. 1951: Předběžná zpráva o geologických poměrech střední části Štiavnicko-Hodrušského rudného obvodu. Věstník Stát. geol. ústavu, Praha. — Kettner R. 1928: Příspěvek k poznání geologických poměrů hronské kotliny svätokřížské. Rozpravy Čs. akad. věd a umění. Tř. II, r. XXXVII, č. 9, str. 3—12. — Kôzu Sch. a Yoshiaki B. 1927: Die Dissoziationstemperatur von brauner Hornblende und ihre rasche Expansion bei dieser Temperatur. Sci. Rep. Tok. Univ., serie 3, 1927, 3, No. 2. — Lacroix M. A. 1890—1891: Sur les enclaves acides des roches volcanique de l'Anvergue. Bull. des services de la carte géol. de la France II, č. 2. — Lacroix M. A. 1893: Les enclaves des roches volcaniques. Macon Ann. de l'Acad. — Levinson—Lessing F. J. 1955: Izbrannyje trudy. IV, Moskva. — Lukáč R. 1955: Zpráva o geologicko-petrografickom výskume okolia Sitna južne Ban. Štiavnice za r. 1954. Geologické práce, Bratislava. — Lukáč R. 1955: Niektoré problémy neovulkanizmu v širšom okolí Banskej Štiavnice. Geologický sborník SAV VI, č. 3—4, Bratislava. — Szabó J. 1878: Petrographische Studien in der Umgebung von Schemnitz. Földt. közl., Budapest. — Szabó J. 1894: Typenvermengang in Donau-trachytgruppe. Föld. közl., Budapest. — Thomas H. H. 1922: On certain xenoliths tertiary minor intrusions in the islands of Mull (Argyllshire) Quart. Journ. of the Geol. Soc. 78.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ВТОРОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕРИОДА АНДЕЗИТОВ, ОБНАЖАЮЩИХСЯ ЗАПАДНЕЕ СЕЛ. ГРОНСКА БРЕЗНИЦА

(Рисунок 8 в тексте, табл. XI—XVIII)

Область, где производились геолого-петрографические исследования (фиг. 17), сложена почти исключительно неовулканическими породами. Она является частью Штнавнических гор (Словацкое Средогорье), все изверженные породы которых приурочены — с учетом их магматической дифференции и металлогенических процессов — к двум вулканическим периодам: первому (более раннему) и второму (более позднему). По своему геологическому залеганию и петрографическому характеру породы исследованной нами области относятся ко второму вулканическому периоду, характеризующемуся излиянием андезитов. На западе эта область примыкает к области распространения кислых дифференциатов третьего вулканического периода (излияние риолитов). На юго-восток от нее лежит широкая область, где выступают туфы, агломераты и спорадически андезиты. Риолитовый период отделен от андезитового и рассматривается как самостоятельный, потому что по своему геолого-тектоническому залеганию и петрохимическому составу дифференциаты риолитовой магмы отличаются от других пород.

Туфы образуют три расположенных один над другим горизонта. Самый древний *гиперстеново-биотитовый* туф выступает по берегам ручьев и окаймляет склоны. *Пижонитово-гиперстеновый* туф занимает большую часть территории области. Хребты и восточный склон высоты 675 м сложены агломератами. Самый молодой туф — *гиперстеново-роговообманковый* — образует одиночные, уцелевшие от денудации островки.

Биотитово-роговообманковый андезит II образует субвулканические жилы, внедряющиеся в направлении примерно 15° к СВ в гиперстеново-биотитовые туфы.

Пижонитово-гиперстеновый и *диопсид-авгитово-гиперстеновый андезиты* образуют дайки в пижонитово-гиперстеновых туфах.

Гиперстеново-биотитовый риодацит обнажается в одном лишь месте на крутом берегу ручья.

О тектоническом строении можно судить по линиям, вдоль которых среди туфов и агломератов выступают отпрепарированные денудацией дайки. Дайки и субвулканические агломераты расположены как в направлении параллельном дислокациям, идущим под углом 15° к СВ, так и перпендикулярно к этому направлению (т. е. примерно З—В). Вдоль менее ясно выраженных тектонических линий западно-восточного направления выступают небольшие дайки, которые на коротком протяжении многократно чередуются с агломератами. В других местах, например на восточном склоне высоты 675 м, агломераты образуют расположенные каскадами полосы северо-южного направления. Во всей области линии разломов, имеющие направление приблизительно 15° к СВ, хорошо прослеживаются; иногда они достигают длины в несколько километров. Можно, следовательно, предполагать, что они являлись путями, по которым изливалась магма. Судя по расположению даек на земной поверхности, магма внедрялась в туфы по каналам, находившимся в местах скрещения тектонических трещин двух систем: северо-южной и восточно-западной. Позднее по этим линиям в шахматном порядке произошли сбросы, в результате которых возникли типичные острые гряды, соответствующие направлению даек и агломератов с крутыми склонами, которые местами были размыты (рис. 18).

Изучение взаимоотношений между диопсид-авгитово-гиперстеновым андезитом, агломератами и туфами показывает, что геологически и петрографически агломераты связаны с андезитами.

Агломераты, выступающие в пределах области, карта которой прилагается к настоящей работе, и в ее продолжении к ЮВ, сильно преобладают над остальными изверженными породами. Местами они прорезаны одиночными дайками андезитов.

Изверженные породы исследованной области возникли, главным образом, из андезитовой, отчасти из риолитовой магмы. В петрографическом отношении различные андезитовые породы и их пирокластические эквиваленты имеют некоторые общие черты.

Изучение полевых шпатов показало, что плагиоклазы, образующие фенокристаллы, представлены преимущественно лабрадором. В общем же больших колебаний в соотношениях молекул альбита и анортита не наблюдается. Строение плагиоклазов часто бывает зональным; наблюдаются комбинированные сростания по альбитовому и периклиновому законам, по альбитовому и карсбадскому (табл. XVI, XVII/1, XVIII/1, 2).

Из темноокрашенных минералов всегда присутствует в различном количестве гиперстен. Биотит и роговая обманка обычно встречаются в более древних породах, тогда как в более молодых их место занимает пижонит и диопсид-авгит.

Особого внимания заслуживает биотит, представленный во всех упомянутых типах пород. В самых древних андезитовых туфах он преобладает среди темных минералов, в самых молодых андезитах второго вулканического периода он встречается лишь sporadически в виде небольших реликтов. Изучение под микроскопом показало, что в интрателлурической стадии биотит различных андезитовых пород претерпел целый ряд изменений, начиная от коррозии и кончая резорбцией и ассимиляцией.

а) Биотит часто бывает магматически корродирован. Вокруг реликта биотита образуется ореол, состоящий из выделившегося магнетита и пижонита, который замещает биотит. Внешняя часть ореола образована реакционной каймой, главным компонентом которой является альбит-олигоклаз (табл. XI/2).

б) Корродированный биотит замещается преимущественно базальтической роговой обманкой, в центре которой бывает виден реликт биотита с извилистыми очертаниями. Часто случается, что магматическая кристаллизация базальтической роговой обманки продолжается, индивид растет и приобретает идиоморфные очертания, а иногда и зональное строение по краям. Пространства между реликтами биотита и базальтической роговой обманки нередко заполняются ортоклазом и альбит-олигоклазом (табл. XI/1).

Из почти полностью разложившегося биотита, который при этом сохраняет более или менее идиоморфные очертания, возникают столбчатые агрегаты пижонита с пойкилитовой структурой. Эти агрегаты часто образуют кайму, а в середине пятнами выделяются магнетит и ильменит. Бывает и так, что вместо пижонита образуются агрегаты базальтической роговой обманки. Цепочная кристаллическая структура пижонита и амфибола соответствует слоистой структуре биотита (табл. XIII/1).

г) На позднейшей интрателлурической стадии кристаллы биотита были резорбированы, а иногда и ассимилированы магмой. При кристаллизации нередко образуются пижониты с идиоморфными очертаниями и обыкновенным или полисинтетическим двойникованием по 100 (часто со включениями диопсида и гиперстена). Затем образуются скопления гипидиоморфных кристаллов пижонита и диопсид-авгита, иногда с частичным замещением пижонита диопсид-авгитом. Нередко в скоплениях наблюдается лишь диопсид-авгит, который в некоторых случаях замещается младшим гиперстеном (табл. XIV/3, XV/1). Различными бывают и реликты биотита.

На основании приведенных выше фактов можно сделать вывод, что кристаллизация биотита, который является самым младшим из темноокрашенных компонентов анде-

зитов, приходится на ранний период развития магмы. Изменения, постигшие темные минералы на интрателлурической стадии, находятся в связи с пульсирующим характером вулканической деятельности. Каждая новая фаза извержения вызвала изменение физико-химических условий, в которых находилась магма, вследствие чего ранее образовавшиеся темные минералы оказывались в неравновесном состоянии. Наличие минералов с радикалом (ОН) или без него зависело от физико-химического состояния магмы. Можно следовательно заключить, что все породы второго вулканического периода возникли из одного магматического расплава. Этот вывод имеет значение для петрографической классификации и для установления в какой последовательности изливались различные андезиты, приуроченные к фазам извержений второго вулканического периода. Полезно будет принять этот вывод во внимание при геологическом картировании неовулканических пород.

*Кафедра минералогии и петрографии
факультета геолого-географических наук
университета им. Коменского,
Братислава*

Перевод со словацкого В. Андрусовой

Объяснение рис. 8 в тексте и таблиц XI—XVIII

Рис. 8. Объяснение условных знаков на геологической карте, 1 — гиперстеново-биотитовый туф, 2 — агломерат биотитово-роговообманкового андезита, 3 — пижонитово-роговообманковый андезит, 4 — пижонитово-гиперстеновый туф, 5 — агломерат пижонитово-гиперстенового андезита, 6 — андезит пижонитово-гиперстеновый до диопсид-авгитово-гиперстенового [1—6 = второй вулканический (андезитовый) период]; 7 — гиперстеново-роговообманковый туф, 8 — гиперстеново-биотитовый риодацит [7—8 = третий вулканический (риолитовый) период]; 9 — галечники террас; 10 — суглинки и осыпи; 11 — аллювий.

Табл. XI

Пижонитово-роговообманковый андезит, обнажающийся в 1000 м к СЗ от высоты Пешанска (675 м) (шлиф № 6859). Фиг. 1. Базальтическая роговая обманка зонального строения (а) замещает биотит (b). В центре зерна, на переходе биотита в роговую обманку, различаются альбит-олигоклаз (с), ортоклаз (d) и черные пятна магнетита и ильменита. $\times 43$, с одним николем. — Фиг. 2. Биотит с разноцветно окрашенными полосами, которому коррозия придала овальные очертания. Внутри заключен идиоморфный лабрадор. Темный ореол состоит из зерен магнетита, из пижонита и олигоклаз-андезина. Второй ореол — светлый — сложен гипидиоморфно развитым олигоклаз-андезином. $\times 43$, с одним николем. — Фиг. 3. Базальтическая роговая обманка (а) замещает биотит (b), пустые промежутки в котором заполнены плагиоклазом. $\times 43$, николи +.

Табл. XII

Фиг. 1. Корродированный по краям биотит с хорошо выраженной сагелитацией в агломерате биотитово-роговообманкового андезита, обнажающегося в 1000 м к СЗ от высоты 675 м (Пешанска). Шлиф № 6858. $\times 133$, николи параллельны. — Фиг. 2.

Черные гнезда магнетита и ильменита, образовавшиеся в результате разложения биотита. На месте биотита возникает пижонит (а) — два индивида следуют контуры биотита, образуя между собой угол примерно в 120° . Плагноклазы заполняют пустые промежутки. Образец взят в 100 м к ЗСЗ от высоты 675 м. Пижонитово-гиперстеновый андезит (шлиф № 7872), $\times 43$, с одним николем.

Табл. XIII

Фиг. 1. Агрегат пижонита окаймляет подвергшийся коррозии первичный биотит. У всех зерен пижонита одинаковая оптическая ориентация. В центре видны неправильные гнезда черного магнетита с реликтами биотита. Образец взят в 700 м к ЮВ от высоты 675 м (Пешнянска). Пижонитово-гиперстеновый андезит (шлиф № 6862), $\times 43$, николи +. — Фиг. 2. Пижонит (а) в разложившемся биотите подобен по своему развитию пертитовому прорастанию в альбит-олигоклазе. Образец взят в 400 м к СВ от высоты 675 м (Пешнянска). Гиперстеново-биотитовый туф (шлиф № 6864), $\times 133$, николи +.

Табл. XIV

Фиг. 1. Пижонит (а) с корродированным краем. Полисинтетическое двойникование по 100. В центре видно неправильное зерно гиперстена (b), по краям — плагноклаз. Высота Барановы. Диопсид-авгитово-гиперстеновый андезит (шлиф № 6860), $\times 43$, николи +. — Фиг. 2. Корродированный гиперстен (а) с вросками плагноклаза (b); иногда на него еще нарастает более молодой гиперстен. Образец взят в 300 м к ВСВ от высоты 675 м (Пешнянска). Диопсид-авгитово-гиперстеновый андезит (шлиф № 6861), $\times 43$, николи +. — Фиг. 3. Пижонит (а), замещенный более молодым диопсид-авгитом. Тот же шлиф, что фиг. 1., $\times 43$, николи +.

Табл. XV

Фиг. 1. Диопсид-авгит (а), замещенный и обросший гиперстеном (b). Образец взят в 300 м к ВСВ от высоты 675 м (Пешнянска). Диопсид-авгитово-гиперстеновый андезит (шлиф № 6861), $\times 43$, николи +. — Фиг. 2. Сильно корродированный гиперстен, на месте которого образуются полевые шпаты и пижонит. Образец взят в 700 м к ЮВ от высоты 675 м (Пешнянска). Пижонитово-гиперстеновый андезит (шлиф № 6862), $\times 43$, николи +.

Табл. XVI

Фиг. 1. Звездчатое скопление плагноклазов с ядром из лабрадор-битовинита и зонами, в которых перемежаются лабрадор и андезин. Высота 675 м (Пешнянска). Агломерат пижонитово-гиперстенового андезита (шлиф № 6870), $\times 43$, николи +. — Фиг. 2. Андезин с зубчатыми очертаниями, испещренный микровключениями стекла. Кристаллизация произошла при застывании основной массы. То же местонахождение, что фиг. 1. Образец взят из туфа, заключенного в агломерате пижонитово-гиперстенового андезита (шлиф № 6871), $\times 43$, николи +. Фиг. 3. Зональный переход сдвойникового по альбитовому закону лабрадора в андезин. Видно множество включений стекла. Образец взят в 100 м к ЗСЗ от высоты 675 м (Пешнянска). Пижонитово-гиперстеновый андезит (шлиф № 6873), $\times 43$, николи +.

Табл. XVII

Гиперстеново-рогообманковый туф (шлиф № 6838). Образец взят в 1000 м к СЗ от высоты 675 м (Пешнянска). — Фиг. 1. Идиоморфный кристалл лабрадор-битовинита с полисинтетическим двойникованием по альбитовому и периклиновому законам. Образец взят из лапилли. $\times 43$, николи +. — Фиг. 2. Лабрадор, трещинки в котором заполнены стекловатой основной массой. $\times 43$, николи +. — Фиг. 3. Идиоморфный лабрадор, трещинки в котором образовались при движении и застывании магмы. $\times 43$, николи $\times$.

Табл. XVIII

Фиг. 1. Зональный плагиоклаз полисинтетически sdвойникованный по альбитовому закону. Центр, содержащий множество включений стекла, состоит из андезина-лабрадора с зоной андезина. В левом верхнем углу зубковидные вростки альбит-олигоклаза. Каменистая у дороги под северным склоном высоты Барановы. Диоксид-авгитово-гиперстеновый андезит (шлиф № 6896). $\times 43$, николи +. — Фиг. 2. Полисинтетически sdвойникованные по альбитовому закону кристаллы лабрадора образуют скопления, сростшиеся в виде звезд. Высота 675 м (Пешнянска). Образец взят из агломератового компонента пнжонитово-гиперстенового андезита (шлиф № 6870), $\times 43$, николи +. — Фиг. 3. Упавшая стена из агломератов. В своей верхней части она переходила в туфы (фото Р. Лукача).

Микрофото Л. Освальда

RUDOLF LUKÁČ

PETROGRAPHISCHE UND GEOLOGISCHE PROBLEME
DER ZWEITEN VULKANISCHEN PERIODE DER ANDESITE
WESTLICH VON HRONSKÁ BREZNICA

(Abb. 8 im Texte, Taf. XI—XVIII)

Für die geologisch-petrographischen Verhältnisse im studierten Gebiete (Abb. 8) ist das Auftreten fast ausschließlich neovulkanischer Gesteine bezeichnend. Dieses Gebiet ist ein Teil des Gebirges Štiavnické pohorie (Slowakisches Mittelgebirge), dessen vulkanische Gesteine in bezug auf die magmatische Differenziation und die metallogenetischen Vorgänge zwei vulkanischen Perioden angehören: der ersten — älteren vulkanischen Periode und der zweiten — jüngeren vulkanischen Periode. Das studierte Gebiet gehört nach dem geologischen Auftreten und der petrographischen Beschaffenheit der zweiten vulkanischen Periode der Andesite an. In seiner Nachbarschaft längs seiner westlichen Grenze treten acide Differenziate der dritten (rhyolitischen) vulkanischen Periode auf. In südöstlicher Richtung erstreckt sich die breite Region der Tuffe, Agglomerate mit sporadischem Auftreten von Andesiten. Ich unterscheide innerhalb der andesitischen Periode noch eine rhyolitische und führte sie als dritte Periode in die Literatur ein. Diese Teilung ist dadurch begründet, daß die Differenziate des Rhyolitmagmas verhältnismäßig unter abweichenden geologisch-tektonischen Verhältnissen auftreten und auch abweichende petrochemische Zusammensetzung haben.

Die Tuffe bilden drei übereinanderlagernde Horizonte: Der älteste, hypersthen-biotitische Tuff tritt in den Bacheinschnitten auf und säumt den Fuß der Hänge. Der pi-

geonit-hypersthenische Tuff nimmt den wesentlichen Teil der Fläche des Terrains ein. Die Gebirgskämme und besonders der Osthang der Kote 675 sind aus Agglomeraten aufgebaut. Der jüngste, hypersthen-amphibolische Tuff bildet vereinzelt Inselchen — Reste der Denudationstätigkeit.

Der biotit-amphibolische Andesit II bildet subvulkanische Gänge, welche in der Richtung ungefähr 15° gegen NO in die hypersthen-biotitischen Tuffe eindringen.

Der pigeonit-hypersthenische Andesit bis diopsidaugit-hypersthenische Andesit II dringt in die pigeonit-hypersthenischen Tuffe ein und tritt an der Oberfläche in Gestalt von Dajken aus ihnen hervor.

Der hypersthen-biotitische Rhyodacit kommt an einer einzigen Stelle, im Einschnitte des Baches, vor.

Der tektonische Bau des Gebietes ist durch die Linien angegeben, in welchen die durch Denudation der überlagernden Tuffe und Agglomerate entblößten Dajken hervortreten. Die Dajken und die subvulkanischen Agglomerate treten einerseits in parallelen, ca 15° gegen NO gerichteten Störungen, andererseits in zu diesen quer verlaufenden Dislokationen von ca W—O-licher Richtung auf. Auf weniger ausgeprägten tektonischen Linien ca W—O-licher Richtung treten Dajken mit kleinen Dimensionen auf, welche auf kurzer Strecke auch mehrmals mit Agglomeraten abwechseln. An anderen Stellen, z. B. am Osthange der Anhöhe mit der Kote 675 treten die Agglomerate längs des Hanges in kaskadenartigen Streifen ca N—S-licher Richtung auf. Im ganzen Bau des Gebietes sind die Richtungen ca 15° gegen NO oft auf einer Strecke von einigen Km sehr gut verfolgbar. Darum kann man annehmen, daß die empordringende magmatische Schmelze diese Linien verfolgte. Ferner führt die Verteilung der Dajken auf der Oberfläche zur Voraussetzung, daß das Magma beim Empordringen zur Oberfläche durch das Medium der Tuffe die Kanäle benutzte, welche sich aus den Schnittlinien der Systeme der tektonischen Spalten nach den Richtungen ca N—S und O—W ergeben. Nach diesen Spalten entstanden in den angeführten Richtungen später schachbrettartige Senkungen, welche den typischen scharfen Kämmen in der Richtung der Dajken und Agglomerate und den schroffen Hängen, welche an einigen Stellen von einer typischen Erosion angegriffen wurden (Abb. 18), die Entstehung gaben.

Das Studium der Beziehungen zwischen den diopsidaugit-hypersthenischen Andesiten, den Agglomeraten und den Tuffen zeigte, daß die Agglomerate sowohl in geologischer, wie in petrographischer Hinsicht genetisch an die Andesite gebunden sind.

Die Agglomerate, welche im Gebiete der vorliegenden Karte auftreten und auch in dessen Fortsetzung gegen SO, sind den anderen Vulkaniten gegenüber stark überwiegend. Aus ihrem Medium treten sporadische Dajken der Andesite hervor.

Die im studierten Gebiete auftretenden Gesteine gehören überwiegend dem Andesitmagma an und in geringem Masse auch dem Rhyolit-Magma. Die Varietäten des Andesites und deren Pyroklastika sind in petrographischer Hinsicht durch einige gemeinsame Merkmale gekennzeichnet.

Was die Feldspäte anbelangt wurde konstatiert, daß unter den porphyrischen Einsprenglingen der Plagioklase Labradorit vorherrschend ist. Im Allgemeinen weist jedoch das Verhältniß der Moleküle des Albites und des Anorthites bei den porphyrischen Plagioklasen keine größeren Schwankungen auf. Der Bau der Plagioklase ist oft zonar und von den gesetzmäßigen Verwachungen pflegen Kombinationen des Albitgesetzes mit dem Periklingesetz und des Albitgesetzes mit dem Karlsbader Gesetz (Taf. XVI, XVII/1, XVIII/1, 2) vertreten zu sein.

Von den femischen Mineralen ist Hypersthen in schwankender Menge ständig vertreten. Biotit und Amphibol sind bei den älteren Typen allgemein und bei den jüngeren werden sie durch Pigeonit und Diopsidaugit ersetzt.

Bemerkenswert ist der Biotit, welcher in allen angeführten Gesteinstypen anwesend ist. Bei den ältesten andesitischen Tuffen bildet er unter den dunklen Mineralen das vorherrschende Gemengteil, aber bei den jüngsten Andesiten der zweiten vulkanischen Periode tritt er nur sporadisch

auf und da nur in unbedeutenden Relikten. Durch mikroskopisches Studium wurde festgestellt, daß der Biotit in den verschiedenen Varietäten des Andesites im intratellurischen Stadium eine ganze Reihe von Umwandlungen durchmacht. Unter den magmatischen Reaktionen kann man Prozesse von der Korrosion bis zur Resorption und Assimilation des Biotites verfolgen. Einige dieser Umwandlungen führe ich im Folgenden an:

a) Der Biotit pflegt oft magmatisch korrodiert zu sein. Um das unveränderliche Relikt entsteht eine Aureole, bestehend aus ausgeschiedenem Magnetit und Pigeonit, welcher den Biotit ersetzt. Die äußere Aureole wird durch eine Reaktionszone gebildet, welche im Wesentlichen aus Albit—oligoklas besteht (Taf. XI/2).

b) Korrodierter Biotit wird durch basaltischen Amphibol verdrängt, welcher ein lappig begrenztes Biotit-Relikt einschliesst. Der basaltische Amphibol fährt oft in der magmatischen Kristallisation fort, wobei er zu idiomorpher Begrenzung anwächst und dann manchmal zonaren Randbau aufweist. Zwischen den Relikten des Biotites und dem basaltischen Amphibol entsteht oft Orthoklas und Albitoligoklas (Taf. XI/1).

c) Aus dem beinahe vollständig dissoziierten Biotit, welcher dabei mehr oder weniger die idiomorphe Begrenzung beibehält, beginnt die Regeneration säulchenartiger Pigeonitaggregate mit poikilitischer Struktur. Die Aggregate bilden oft einen Kranz, welcher den Rand des Biotites verfolgt und in der Mitte pflegen ausgeschiedene Flecken von Magnetit bis Ilmenit zu sein. In einem anderen Falle regenerieren anstatt Pigeonit Aggregate des basaltischen Amphibols. Die Kettenstruktur des Pigeonits oder des Amphibols stimmt mit der Schichtstruktur des Biotites (Taf. XIII/1) überein.

d) Die Biotite wurden im späteren intratellurischen Stadium vom Magma resorbiert bis assimiliert. Bei der Kristallisation entstehen oft idiomorph begrenzte Pigeonite mit einfacher und auch lamelliger gesetzmäßiger Verwachsung nach 100 (oft mit eingeschlossenem Biotit und auch Hypersthen). Ferner bilden sich Aggregate hypidiomorpher Pigeonit- und Diopsidaugit-Kriställchen, an anderen Stellen wird der Pigeonit teilweise durch Diopsidaugit ersetzt und es ist keine Seltenheit, daß in den Aggregaten nur Diopsidaugit auftritt, welcher ebenfalls durch den jüngeren Hypersthen verdrängt wird (Taf. XIV/3, XV/1). Relikte des Biotites sind ebenfalls zu beobachten.

Aus den angeführten Studien ergibt sich, daß die Kristallisation des Biotites, welcher unter den femischen Gemengteilen des Andesites das jüngste Mineral ist, einer älteren Entwicklung des Magmas entspricht. Die Umwandlung der dunklen Minerale im intratellurischen Stadium steht in Zusammenhang mit dem pulsativen Charakter der vulkanischen Tätigkeit. Jede nachfolgende Eruptionsphase hatte eine Veränderung der physikalisch-chemischen Verhältnisse im Magma zur Folge, wobei die älteren femischen Minerale mit den neuen Kristallisationsbedingungen des Magmas in einen Zustand gestörten Gleichgewichtes kamen. Die schwankenden physikalisch-chemischen Verhältnisse im Magma bedingten je nach den Umständen die Existenz von Mineralen mit dem Radikal (OH) oder ohne dieses. Aus diesen Ausführungen läßt sich schließen, daß die Gesteine der zweiten vulkanischen Periode einer einzigen magmatischen Schmelze angehören. Dieser Rückschluß ist von Bedeutung für die petrographische Klassifikation und für die Feststellung der Sukzession der Varietäten des Andesites in den Eruptionsphasen der zweiten vulkanischen Periode und außerdem kann er in der Methodik des geologischen Kartierens der neovulkanischen Gesteine zur Geltung kommen.

*Lehrstuhl der Mineralogie und Petrographie,
der Fakultät der Geologisch-Geographischen Wissenschaften,
der Komensky Universität, Bratislava*

Übersetzt von V. Dlabáčová

Abb. 8. Geologische Karte: 1. Hypersthen-biotitischer Tuff. 2. Agglomerat des biotit-amphibolischen Andesites. 3. Pigeonit-amphibolischer Andesit. 4. Pigeonit-hypersthenischer Tuff. 5. Agglomerat des pigeonit-hypersthenischen Andesites. 6. Pigeonit-hypersthenischer Andesit bis diopsidaugit-hypersthenischer Andesit. [1—6. = II. eruptive (andesitische) Periode.] 7. Hypersthen-amphibolischer Tuff. 8. Hypersthen-biotitischer Rhyodacit. [7—8. = III. eruptive (rhyolitische) Periode.] 9. Terrassenschotter. 10. Lehm und Schutt. 11. Alluvium.

Taf. XI

1000 m NW der Kote 675 (Pesianská). Pigeonit-amphibolischer Andesit (Nr. d. Dünnschl. 6859). Abb. 1. Basaltischer zonarer Amphibol (a) verdrängt den Biotit (b). In der Mitte des Körnchens, am Übergang des Biotits in Amphibol ist Albit-oligoklas (c), Orthoklas (d) und schwarze Flecken des Magnetits bis Ilmenits. Vergr. 43X mit einem Nikol. — Abb. 2. Oval korrodierter Biotit, färbig gestreift. ($\perp$ zu Ax. ebene) mit eingeschlossenem, idiomorph begrenztem Labradorit. Die dunkle Aureole ist aus Magnetitkörnern, Pigeonit und Oligoklasandesin zusammengesetzt. Die zweite Aureole — licht — besteht aus Oligoklasandesin in hypidiomorpher Entwicklung. Vergr. 43X mit einem Nikol. — Abb. 3. Basaltischer Amphibol (a) verdrängt den korrodierten Biotit (b), die Zwischenräume sind mit Plagioklas ausgefüllt. Vergr. 43X, gekr. Nikols.

Taf. XII

Abb. 1. Biotit, an den Rändern korrodiert, mit ausgeprägter Sagenitisation. 1000 m NW der Kote 675 (Pesianská). Agglomerat des biotit-amphibolischen Andesits (Nr. d. Dünnschl. 6858). Vergr. 133X, Nikols parallel. — Abb. 2. Schwarze Nester des Magnetits bis Ilmenits als Rest nach Biotit. Pigeonit (a) verdrängt den Biotit (zwei Individuen an der Peripherie des Biotits, ihre Begrenzung schließt den Winkel cca 120° ein). Plagioklase (b) bilden als Ausfüllung die Zwischenmasse. 100 m WNW der Kote 675. Pigeonit-hypersthenischer Andesit (Nr. d. Dünnschl. 7872). Vergr. 43X, mit einem Nikol.

Taf. XIII

Abb. 1. Aggregat des Pigeonites umsaumt den Rand des ursprünglich korrodierten Biotites. Die Pigeonite haben übereinstimmende optische Orientation. In der Mitte sind unregelmäßige Nester schwarzen Magnetites bis Ilmenites mit Relikten des Biotites. 700 m SO der Kote 675 (Pesianská). Pigeonit-hypersthenischer Andesit (Dünnschl. Nr. 6862). Vergr. 43X, gekr. Nikols. — Abb. 2. Der Pigeonit (a) verdrängt den Biotit und hat eine Entwicklung, welche der pertitischen im Albitoligoklas-Medium ähnlich ist. 400 m NO der Kote 675 (Pesianská). Hypersthen-biotitischer Tuff (Dünnschl. Nr. 6864). Vergr. 133X, Nikols gekreuzt.

Taf. XIV

Abb. 1. Pigeonit (a) an der Peripherie korrodiert, lamellar verzwillingt nach 100 mit eingeschlossenem, unregelmäßigem Korne des Hypersthens (b). Kote Baranovy. Diopsidaugit-hypersthenischer Andesit (Dünnschl. Nr. 6860). Vergr. 43X, Nikols gekr. — Abb. 2. Korrodierter Hypersthen (a) wird von Plagioklas (b) durchwachsen. 300 m OON der Kote 675 (Pesianská).

Diopsidaugit-hypersthenischer Andesit (Dünnschl. Nr. 6861). Vergr. 43X, Nikols gekr. — Abb. 3. Pigeonit (a) durch den jüngeren Diopsidaugit verdrängt. Lokalität und Dünnschl. wie bei 1. Vergr. 43X, Nikols gekreuzt.

Taf. XV

Abb. 1. Diopsidaugit (a) wird durch Hypersthen (b) verdrängt und umwachsen. 300 m OON der Kote 675 (Pesianská). Diopsidaugit-hypersthenischer Andesit (Dünnschl. Nr. 6861). Vergr. 43X, Nikols gekreuzt. — Abb. 2. Hypersthen stark korrodiert und an diesen Stellen kristallisieren Feldspäte und Pigeonit. 700 m SO der Kote 675 (Pesianská). Pigeonit-hypersthenischer Andesit (Nr. d. Dünnschl. 6862). Vergr. 43X, Nikols gekreuzt.

Taf. XVI

Abb. 1. Rose eines zonalen Plagioklases mit Labradorbytownit-Kern und in den Zonen abwechselnd Labrador und Andesin. Kote 675 (Pesianská). Agglomerat des pigeonit-hypersthenischen Andesites (Dünnschl. Nr. 6870). Vergr. 43X, Nikols gekreuzt. — Abb. 2. Andesin in gezahnter Entwicklung, perforiert, mit Mikroeinschlüssen von Glas. Kristallisation im Verlaufe der Erstarrung der Grundmasse. Lokalität wie bei 1, Aus der Tuffkomponente des Agglomerates des pigeonit-hypersthenischen Andesites (Dünnschl. Nr. 6871). Vergr. 43X, Nikols gekreuzt. — Abb. 3. Zonarer Übergang des Labradorits in Andesin, welcher mit Glaseinschlüssen durchdrungen ist. 100 m WWN der Kote 675 (Pesianská). Pigeonit-hypersthenischer Andesit (Dünnschl. Nr. 6873). Vergr. 43X, Nikols gekreuzt.

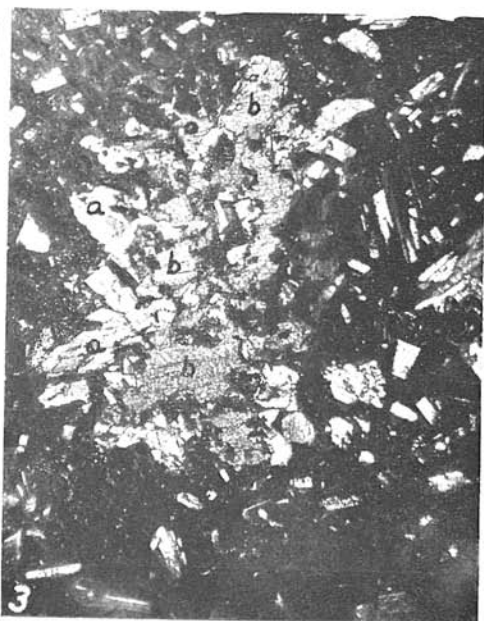
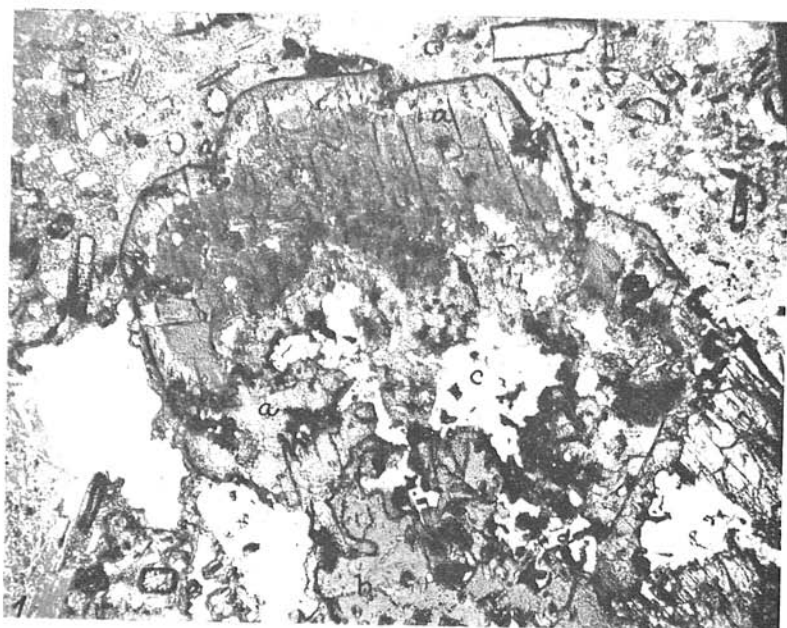
Taf. XVII

1000 m NW der Kote 675 (Pesianská). Hypersthen-amphibolischer Tuff (Dünnschl. Nr. 683). — Abb. 1. Labradorbytownit, idiomorph entwickelt mit polysynthetischer Lammellierung nach dem Albit- und Periklin-Gesetz aus einem Lapillen. Vergr. 43X, Nikols gekreuzt. — Abb. 2. Durch Protoklase gestörter und durch die glasige Grundmasse gebundener Labradorit. Vergr. 43X, gekreuzte Nikols. — Abb. 3. Durch Protoklase gestörter, idiomorph entwickelter Labradorit bei der Bewegung und Erstarrung des Magmas: Vergr. 43X, Nikols gekr.

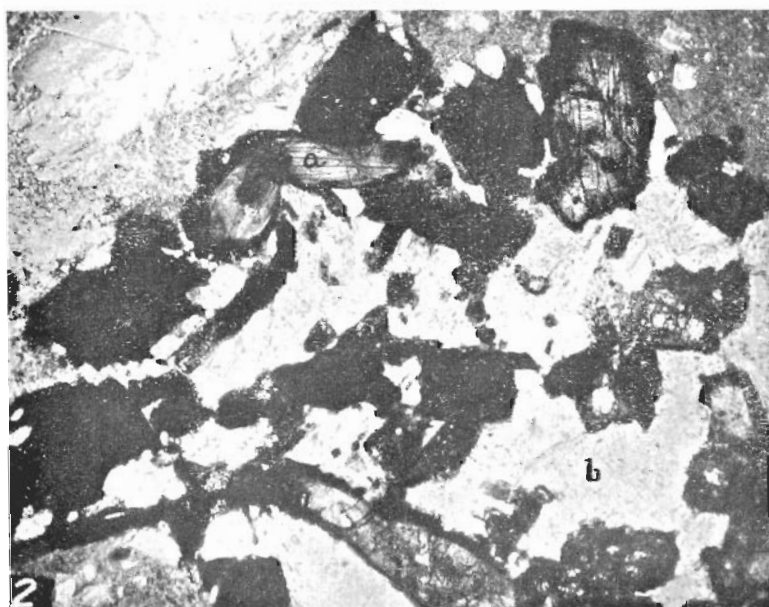
Taf. XVIII

Abb. 1. Zonarer Plagioklas, nach dem Albitgesetz lamelliert. Die reich mit Glaseinschlüssen perforierte Mitte gehört dem Andesin-Labradorit mit einer Andesinzone an. Am linken oberen Rande gezahnte Anwachsungen des Albitoligoklases. Steinbruch im Wegeinschnitt am Nordfuße der Kote Baranovy. Diopsidaugit-hypersthenischer Andesit (Dünnschl. Nr. 6896). Vergr. 43X, Nikols gekreuzt. — Abb. 2. Labradorite, welche polysynthetisch nach dem Albit- und Periklin-Gesetz verwachsen, bilden miteinander sternförmige Gruppierungen. Kote 675 (Pesianská). Aus der Agglomeratkomponente des Pigeonit-hypersthenischen Andesites (Dünnschl. Nr. 6870). Vergr. 43X, Nikols gekreuzt. — Abb. 3. Eingestürzte Agglomeratwand, welche aus der Agglomeratgrundlage hervortrat, geht gegen oben in Tuffe über. (Photo R. Lukáč.)

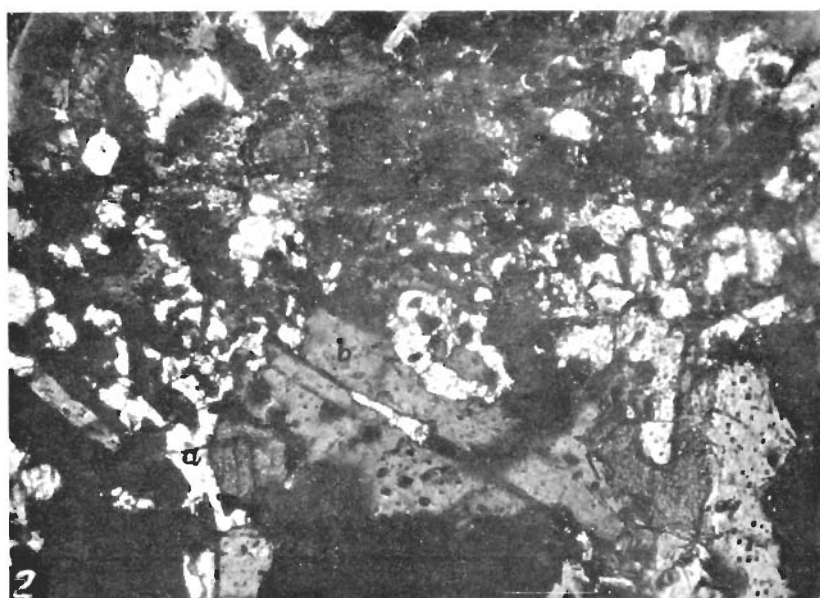
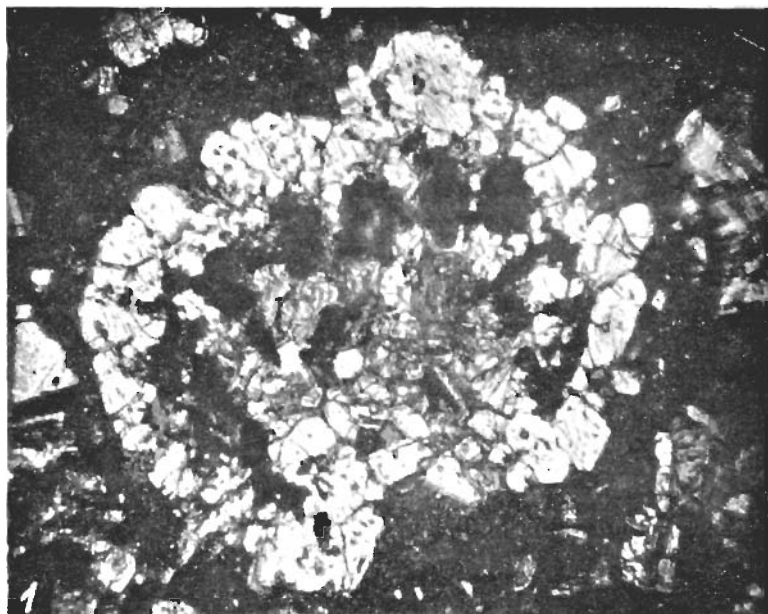
Mikrophoto L. O s v a l d



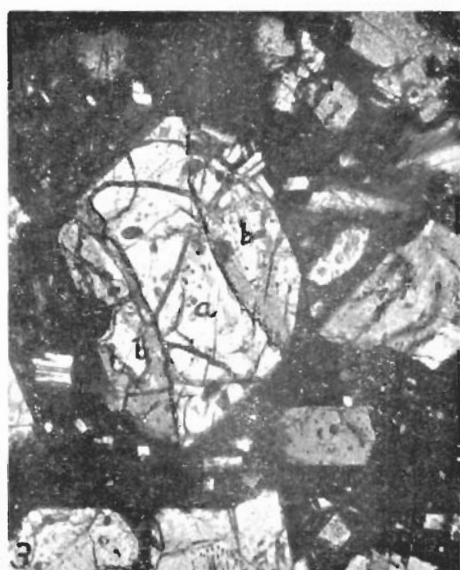
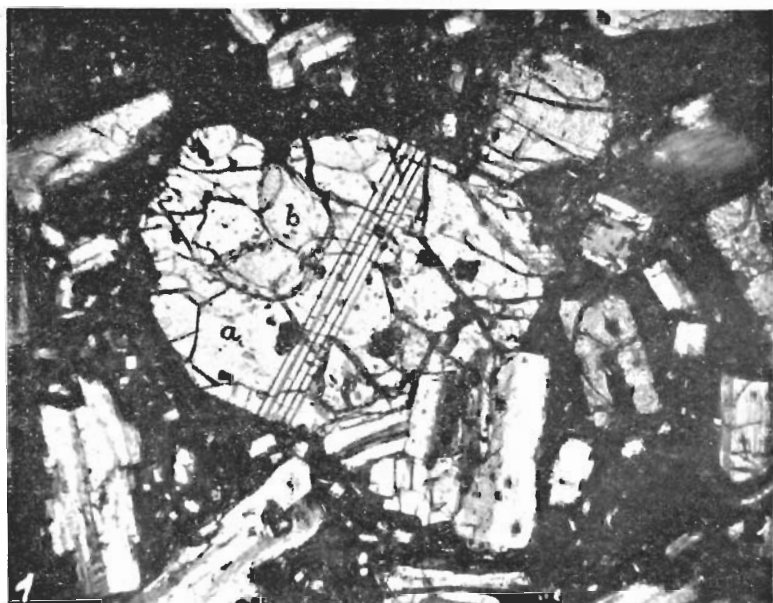
Vysvetlivky k obrázkom na str. 149.



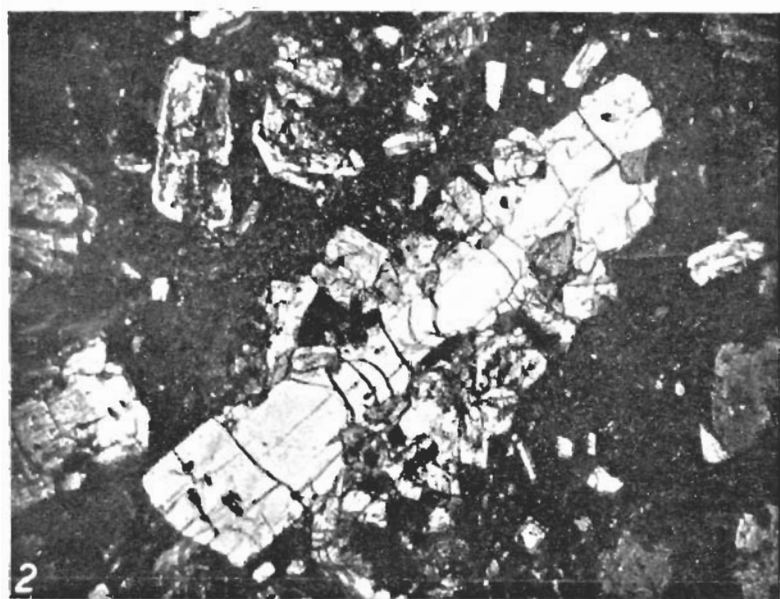
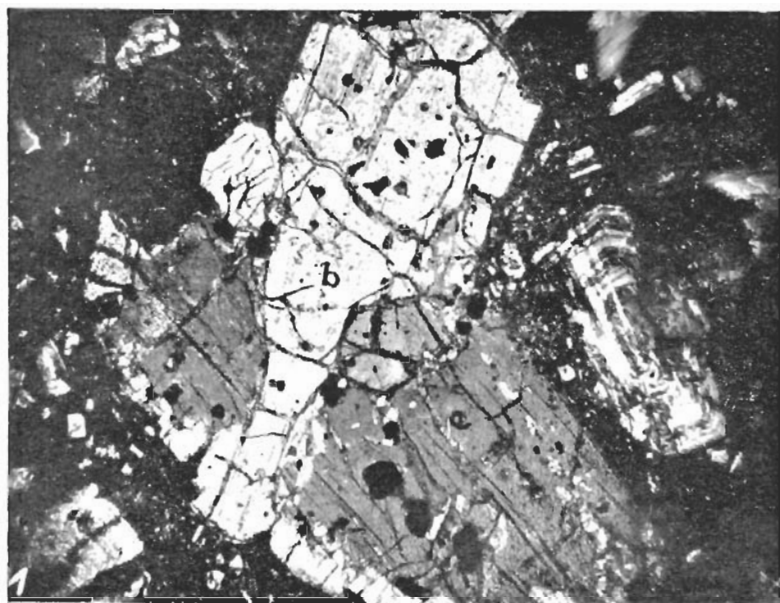
Vysvetlivky k obrázkom na str. 149 a 150.



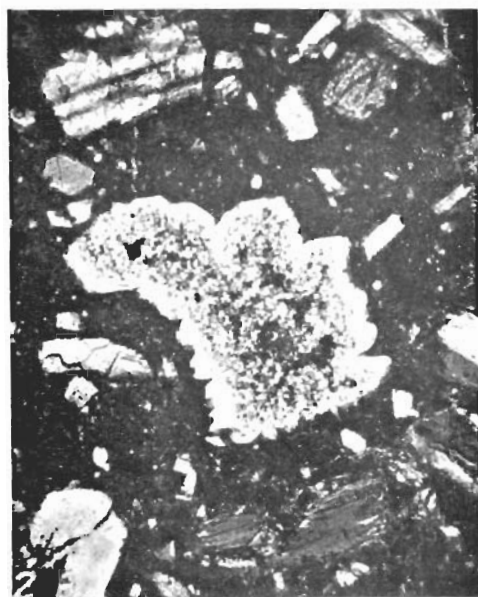
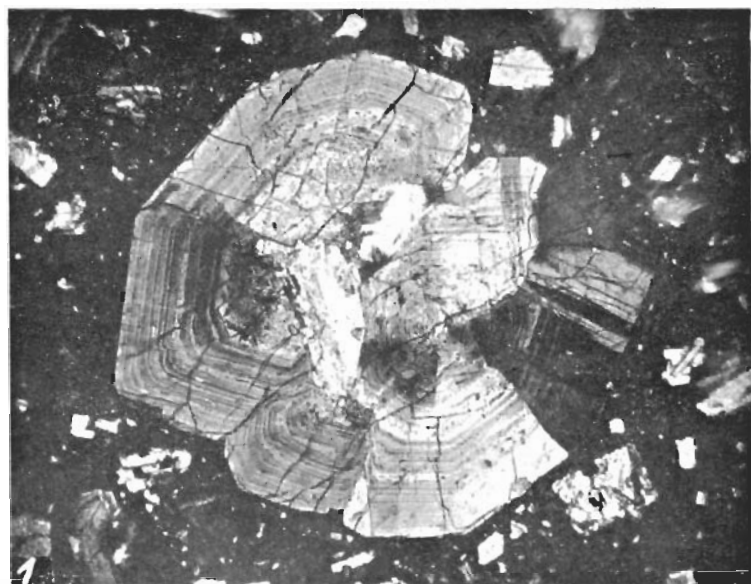
Vysvetlivky k obrázkom na str. 150.



Vysvetlivky k obrázkom na str. 130.



Vysvětlení k obrázkům na str. 150.



Vysvetlivky k obrázkom na str. 150.





Vysvětlivky k obrázkom na str. 151.