

LADISLAV ROZLOŽNÍK

PRÍSPEVOK KU GEOLÓGII LOŽISKA
GEORGI PRI DOBŠINEJ

(Obr. 12—19 v texte, tab. VI, ruské a nemecké resumé)

Roku 1955 som urobil podrobné štúdiá na území severovýchodne od Dobšinej. Predmetom mojich štúdií bola predovšetkým tektonická pozícia jednotlivých rudných ložísk, medzi nimi i ložiska Georgi. Podávam niektoré poznatky, ktoré som získal o tomto ložisku. Pokus o riešenie vzťahu jednotlivých ložísk k širšej geologickej stavbe okolia Dobšinej podám v chystanej väčšej práci.

Ložisko Georgi je v údolí Steinseifen severovýchodne od mesta Dobšiná, kde okrem menších starých povrchových kutacích prác je sprístupnené štôľňou Georgi. Križuje ho aj Dedičná štôľňa (býv. „mestská“) asi 1040 m od ústia.

Študované ložisko zapadá metalogeneticky do rámca hydrotermálnych ložísk Spišsko-gemerského rudohoria.

Prvá zmienka o ložisku Georgi je v práci Ahlburga (1913), ktorý sa v popise profilu Dedičnej štôľne zmieňuje o „širokej žilnej zóne“ uprostred „nápadne hrubých sericitických fylitov, ktoré môžu byť i porfyroidmi“. Podložie ložiska označuje za zelenokamene, nadložie za čerstvý diorit.

Ložisku Georgi venuje osobitnú pozornosť P. Rozložník (1935) vo svojej rozsiahlej monografii. Rozložník považuje ložisko za metasomaticky (ankeritom, resp. sideritom) zatlačené „karbonátové súvrstvie“. Podľa neho karbonátové súvrstvie reprezentovalo pôvodne striedajúce sa polohy dolomitov a kyslých tufov. Metamorfózou boli vraj kyslé tufy premenené na sericitické a sericiticko-chloritické bridlice. Podľa profilu, ktorý uvádza Rozložník vo svojej práci, je karbonátové súvrstvie v podložnej časti oddelené od členov fylito-diabázovej série žilou kremitého dioritu, v nadloží ložiska je kremitý diorit. Po dlhšej diskusii o vekovej príslušnosti karbonátového súvrstvia (podľa pomerov v lome Augustini, kde sú podobné „karbonátové“ horniny), prichádza autor k názoru, že karbonátové súvrstvie nemôže byť metamorfnou faciou vrchného karbónu, a preto patrí najskôr k fylito-diabázovej sérii.

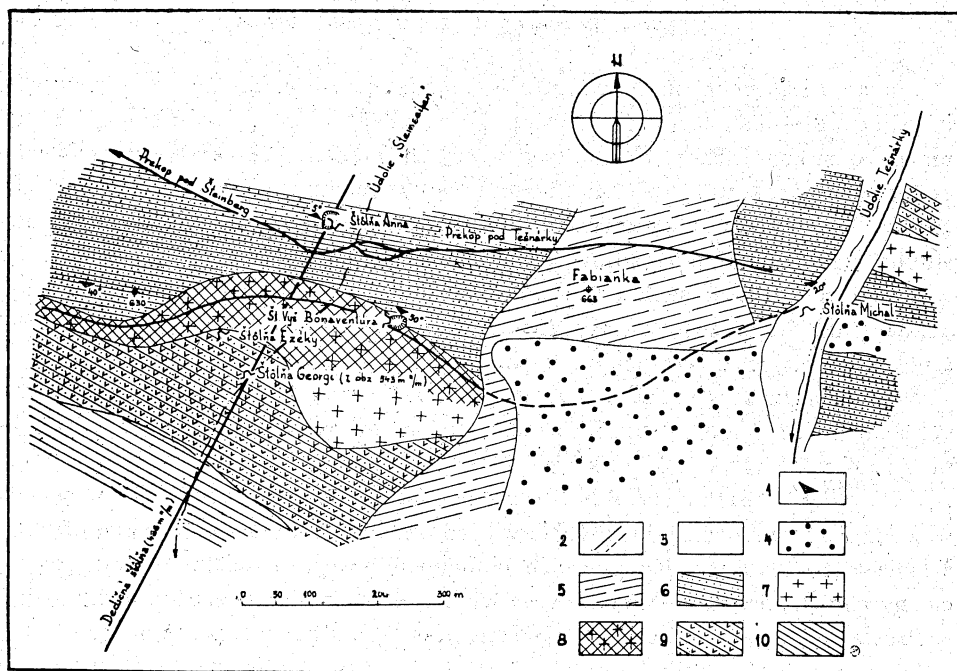
Dnes je ložisko Georgi sprístupnené už na siedmich banských horizontoch

a možno ho študovať v širšom meradle. Vďaka práve tejto skutočnosti som dospel k niektorým odlišným názorom na geologickú pozíciu a genézu tohto ložiska.

Geologická pozícia ložiska

Ložisko Georgi s charakteristickým ankeriticko-sideritovým zrudnením, so značným podielom kremeňa s fuchsitom, reprezentuje osobitný typ rudnej paragenézy v rámci početných a na metalizáciu pestrých dobšinských ložísk. Ložisko Georgi nie je však jediným predstaviteľom takéhoto zrudnenia. Celkom zhodnú výplň i geologickú pozíciu má i ložisko Michal v údolí Tešnárok, ložisko Bonaventúra na ľavom svahu údolia Steinseifen, ložisko Augustini v Malej Vlčej doline, ložisko Hilfe Gottes a Jacobi vo Veľkej Vlčej doline.

Keď interpretujeme tieto výskyty, dochádzame k záveru, že všetky sú viazané na spoločnú tektonickú líniu okolo 3 km smernej dĺžky V—Z smeru so sklonom k S, pričom vcelku podložie tvoria efúzne a sedimentárne horniny fylito-diabázovej



Obr. 12. Povrchová geologická mapa okolia ložiska Georgi. 1 — vrstevnatost, 2 — významnejšie tektonické línie, 3 — alúvium, 4 — verukánske pestré zlepence a brekcie, 5 — verukánske pestré bridlice, 6 — bridlice a pieskovce vrchného karbónu, 7 — kremitý diorit, 8 — mylonity a ultra-mylonity kremitého dioritu, 9 — diabázové tufity a amfibolické horniny fylito-diabázovej série, 10 — chloritické a sericiticko-chloritické bridlice fylito-diabázovej série.

série a nadložie tvorí 'dobšinský kremitý diorit, na ktorom leží súvrstvie vrchného karbónu. V okolí vršku Fabianka je táto tektonická línia zakrytá horninami verukána.

Z uvedeného je zrejmé, že tektonická línia bola založená na rozhraní komplexu sedimentárnych a efúzných hornín fylito-diabázovej série a kremitého dioritu, včítane s nadložným vrchnokarbónskym súvrstvom. Na túto tektonickú líniu sa viaže ložisko Georgi a ostatné uvedené ložiská.

Okrem podobnej ložiskovej výplne a geologickej pozície je spoločným znakom všetkých uvedených ložísk aj to, že v tesnom nadloží sú sprevádzané protiklonnými sideritovými a kremennými žilami s výskytmi Co a Ni rúd.

Na základe uvedeného, ako i na základe dôkazov, ktoré uvádzam ďalej, dospel som k záveru, že ložisko Georgi a podobné ložiská sa viažu na pásмо mylonitov a ultramylonitov kremitého dioritu, ktoré sa vytvorilo pozdĺž tektonickej línie, prebiehajúcej na styku kremitého dioritu s efúznymi a sedimentárnymi horninami fylito-diabázovej série.

Stručná charakteristika okolitých hornín

Efúzne a sedimentárne horniny fylito-diabázovej série. Efúzne a sedimentárne horniny fylito-diabázovej série vystupujú v podloží ložiska. Identifikácia ich primárneho petrografického charakteru naráža na ťažkosti, a to jednak pre všeobecnú epimetamorfózu, ktorá postihla temer všetky horniny tejto série, jednak pre značnú hydrotermálnu premenu, ktorej boli vystavené najmä horniny, ktoré vystupujú bezprostredne v podloží ložiska.

Medzi efúznymi a sedimentárnymi horninami fylito-diabázovej série, nachádzame jednak diabázové tufity, jednak amfibolické horniny a aktinolitické bridlice s polohami bielych kryštalických vápencov.

Diabázové tufity sú hráškovito zelenej farby. Obsahujú tmavé pružky hematitového pigmentu a vcelku sa nelíšia od bežných tufitov fylito-diabázovej série gerneríd (Kamenický, Marková 1956).

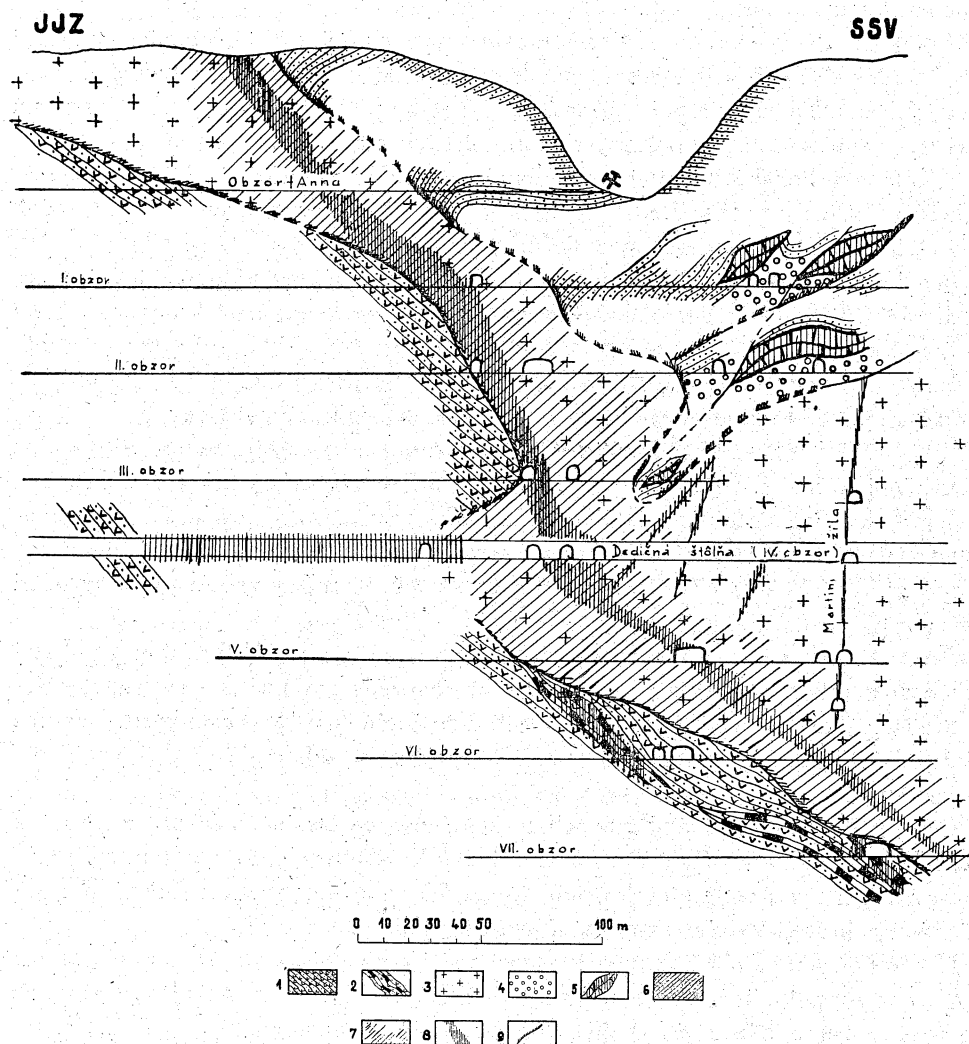
Amfibolické a aktinolitické horniny s polohami bielych kryštalických vápencov sú zelenej až tmavozelenej farby. Na vzhľad budia dojem monominerálnej horniny s lavicovitou textúrou. Na plochách odľučnosti pozorovať často tmavozelený až čierny chlorit, prípadne hematitové povlaky. V trhlkách vystupuje biely kalcit.

Prevládajúcim minerálom je tu obecný zelený amfibol, prípadne aktinolit.

Obecné zelené amfiboly tvoria lištovité, väčšinou idiomorfne jedince. Len v miestach silnejšej dynamometamorfózy sú okato vyvalcované. V týchto prípadoch spravidla zhasávajú aj undulózne. Obsahujú drobné uzavreniny ilmenitu, apatitu a titanitu. Bežné sú zmenené v penin a miestami v nich pozorovať opacitizáciu magnetitom.

Aktinolit je produktom premeny zeleného amfibolu a miestami ďaleko prevláda.

Pod mikroskopom medzi prúžkami obecného amfibolu, resp. aktinolitú spolu s menšími agregátmi sekundárneho epidotu a minerálov zo skupiny zoizitu, nachádzame 1–2 mm hrubé prúžky plagioklasov. Plagioklasy sú sericitizované a na šedo



Obr. 13. Profil ložiskom Georgi vo smere Dedičnej štôlnie. 1 — Diabázové tufiky a amfibolické horniny fylito-diabázovej série, 2 — polohy bielych kryštalicích vápencov uprostred amfibolických hornín, 3 — kremitý diorit, 4 — bazálny zlepenec a pieskovec vrchného karbónu, 5 — vápence vrchného karbónu zatlačené sideritom, resp. ankeritom, 6 — bridličnato-pieskovcové súvrstvie vrchného karbónu, 7 — mylonity a ultramylonity kremitého dioritu, 8 — zrudnené úseky, 9 — význačnejšie tektonické línie.

zakalené od drobných zrníčok zoizitu. Je ťažké ich presnejšie opticky identifikovať.

S plagioklasmi vystupuje i kremeň, ba miestami vytvára i samostatné šmuhy. Je undulózny a kataklázovaný. Akcesoricky je prítomný titanit, zirkón, magnetit, hematit a leukoxén.

Biele kryštalické vápence sú na študovanom úseku úplne čisté, len miestami majú slabý nádych do zelena alebo do modra. Vystupujú vo forme pravidelných lavíc, ktorých hrúbka sa pohybuje od milimetrov až po niekoľko decimetrov. Vyskytujú sa len v spoločnosti prv opísaných amfibolických a aktinolitických hornín.

Tieto amfibolické horniny s polohami bielych kryštalických vápencov nachádzame najviac v profile Dedičnej štôlnie a na nižších horizontoch ložiska Georgi.

Biele kryštalické vápence nepatrnej hrúbky vystupujú v profile Dedičnej štôlnie pred ložiskom Georgi. Tu sa striedajú s amfibolickými horninami, ktoré sú postihnuté dynamometamorfózou. Ďalšie výskyty nachádzame na VI. obzore ložiska Georgi v podložnej časti a v profile úpadnice medzi VI. a VII. obzorom. Na týchto výskytoch dosahujú vápencové lavice i metrovú hrúbku a amfibolické horniny sú zväčša hydrotermálne zmenené v chloritické a mastencové bridlice.

Výskyty amfibolických hornín s polohami vápencov nachádzame aj v čelbe Dedičnej štôlnie, na bývalom poli Coburg a na konci prekopy pod Šteinbergom, o ktorých sa zmienili už Ahlbürg, Rozložník a najnovšie Fusan, Kamenický, Kuthan (1953). Horniny podobného charakteru boli nedávno zistené aj v podloží vrchnokarbónskeho súvrstvia pomocou vrtov lokalizovaných v oblasti Na Rovni.

Na VII. obzore bane Georgi vystupujú okrem amfibolických hornín s polohami bielych kryštalických vápencov i tufity, ktoré predstavujú jemne rytmičné hráškovozelené tufy s kalcitovými prúžkami, zmenenými zväčša na ankerit. Textúra tuŕitov (ptygmatické vrásnenie) svedčí o prejavoch podmorského sklávania pri sedimentácii.

Vápence s polohami diabázových tufov sú známe i z iných lokalít v Spišskogemerskom rudohorí. Zvláštnosťou dobšinských výskytov je to, že sa tu striedajú lavice vápencov s amfibolickými horninami, ba i anchimonominerálnymi amfibolickými gabrami. Vynára sa tu otázka genézy tohto súvrstvia.

Rozložník (1935) z čelby Dedičnej štôlnie opisuje toto súvrstvie takto: „... der Amphibolit intrudierend zwischen die Karbonatgesteinbänke eingedrungen ist.“ Tento názor pri svojich pozorovaniach som nemohol potvrdiť. Jasné, ostré vrstevnaté plochy a rytmičné striedanie sa amfibolických hornín s polohami vápencov hovorí o ich spoločnom, syngenetickom vzniku.

Domnievam sa, že tu ide o pôvodnú sedimentáciu diabázových tufov s polohami vápencov, ktorých pôvod je spojený podmorskými diabázovými výlevmi sprevádzanými vyzrážaním uhličitanu vápenatého. Dnes pozorovateľné amfibolické horniny sú najskôr výsledkom účinkov kontaktnej metamorfózy intrúzie kremitého

dioritu na diabázové tufy. Na túto možnosť vzniku amfibolických hornín v blízkosti ložiska Georgi naráža aj Rozložník (1935).

V súvislosti s opisom tohto súvrstvia s obsahom vápencových polôh treba uviesť, že Andrusov (1953) vyslovil pochybnosti o jeho príslušnosti k fylito-diabázovej sérii a pripísal mu skôr vrchnokarbónsky vek.

Smerom na juh od ložiska Georgi amfibolické a aktinolitické horniny a diabázové tufity vystriedajú sedimenty fylito-diabázovej série — sericitické a sericiticko-chloritické bridlice, ktoré prakticky neobsahujú primárny vulkanický materiál.

Kremitý diorit

Ložisko Georgi a ložiská jemu podobné (Michal, Bonaventúra, Augustini, Hilfe Gottes, Jacobi) vystupujú v pásme ultramylonitov kremitého dioritu, ktoré prebieha pozdĺž styku kremitého dioritu s efúznymi a sedimentárnymi horninami fylito-diabázovej série a predstavuje tak južný okraj veľkého intrúzneho telesa na svahu vrchu Gúgel. Toto intrúzne teleso obsahuje niekoľko diferenciátov, ktoré najnovšie označili Kamenický, Marková (1956) za amfibolické gabro, amfibolicko-biotitický diorit a kremitý diorit. Intrúzne teleso pri ložisku Georgi má charakter kremitého dioritu.

Dynamometamorfózou málo postihnuté vzorky kremitého dioritu sú stredne zrnité s lesklými vyrastlicami plagioklasov (väčšinou albit-oligoklas) a viditeľným kremeňom. Z tmavých súčiastok vynikajú čierne lesklé amfiboly a biotity. Akcesoricky sú prítomné apatit, rutil, zirkón, magnetit a ilmenit. Zo sekundárnych minerálov treba spomenúť epidot, zoizit, klinozoizit, sericit, titanit, leukoxén a granát.

Temer celé intruzívne teleso na južnom svahu Gúglu je postihnuté dynamometamorfózou. Bežne sa stretávame so šmykovými zónami a trhlinami, vyplnenými „grafitickou“ dislokačnou výplňou aj metrovej hrúbky, ktorá mikroskopicky predstavuje drvinu chloritu, sericitu, kremeňa a karbonátových minerálov, často i s impregnáciou pyritu, sulfidov medi a sulfoarzenidov kobaltu a niklu. Pohyby, ktorými intruzívne teleso postupovalo, neredukovali sa len na tieto šmykové plochy. Došlo i k širším zjavom mylonitizácie, ktoré sa osobitne výrazne uplatnili pozdĺž južného rozhrania kremitého dioritu s efúznymi a sedimentárnymi členmi fylito-diabázovej série, kde vystupuje i ložisko Georgi.

Zjavy dynamometamorfózy na dobšinskom diorite boli známe už Posewitzovi (1879), ktorý ich produkty označil za Dioritschiefer. O dynamometamorfóze dobšinského dioritu sa ďalej zmieňujú Voit (1900), Ahlburg (1913) a Rozložník (1935). V poslednom čase Fusan, Kamenický, Kuthan (1953) poukazujú na tvorbu mylonitov z „kyslejších foriem dobšinského gabrodioritu“.

Klastéza, ktorá postihuje kremitý diorit, bola vyvolaná diferenciálnymi po-

hybmi, preto v zmysle klasifikácie tektonitov, ktorú navrhol C a m b e l (1956), ide skôr o mylonity než o kataklázity.

Mylonitizácia nižšieho stupňa pri dobšinskom kremite diorite sa prejavuje megaskopicky vyblednutým vzhľadom pôvodne šedej, až tmavošedej horniny. Vyrastlice živcov sú ešte rozpoznateľné, biotity sú vyblednuté. Pod mikroskopom javí porfyroklastickú štruktúru. Porfyroklasty plagioklasov okrem sericitizácie nie sú porušené, sú však obtekané drvinou kataklastického kremeňa a chloritizovanými, ba až muskovitizovanými lupienkami biotitu, prípadne i agregátmi minerálov zo skupiny epidotu a zoizitu.

Ďalší stupeň mylonitizácie sa vyznačuje zvýšenou granuláciou a lamináciou horniny. Živce už nie sú rozpoznateľné makroskopicky a hornina nadobúda charakter usmernenej sericitickej horniny. Mikroskopický obraz takejto horniny ukazuje, že už aj plagioklasy sa drvia a valcujú. Zreteľne sa prejavujú šmykové pruhy vyplnené sericitom, drobnými úlomkami kremeňa a roztekaným chloritom.

Ultramylonity pripomínajú sericitické a sericiticko-chloritické fylity. Celkom im chýbajú znaky pôvodnej horniny (A h l b u r g 1913 — sericitické fylity, resp. porfyroidy). Majú homogénnejšie zloženie, vedľa kremeňa, sericitu a chloritu miestami obsahujú aj kalcit. Ultramylonity kremitého dioritu zväčša zapadajú do samého ložiskového pásma, sú nastrieknuté kremeňom a fuchsitom a metasomaticky zatlačené ankeritom a sideritom (Quarzkarbonate, R o z l o z s n i k 1935), čím sa ešte väčšmi stiera charakter pôvodnej horniny. Hydrotermálnymi premenami nepostihnuté mylonity nachádzame medzi ložiskom Georgi a Michal v tzv. Prekope pod Tešnárkami.

Súvrstvie vrchného karbónu

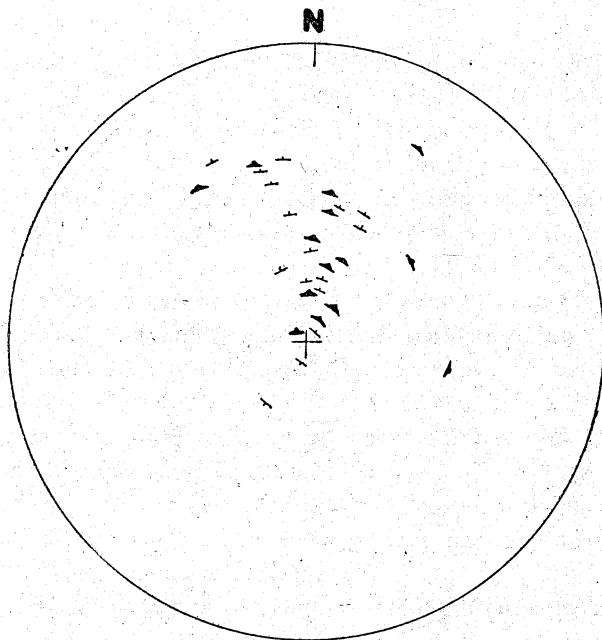
V bezprostrednom okolí ložiska členy vrchného karbónu pokrývajú jedine teleso kremitého dioritu. Podobne je tomu aj na ložiskách Michal, Augustini a Jacobi.

Vrchný karbón v okolí ložiska je zastúpený 1. bazálnym zlepencom a pieskovcom s polohami tmavých ílovitých bridlíc, 2. vápencovou polohou, zmenenou na siderit-ankerit, 3. bridličnato-pieskovcovým oddielom, v ktorom sú zastúpené najmä gráfitické a šedé ílovité bridlice, s polohami sludnatých pieskovcov a piesčitých vápencov so stonkami krinoíď. Ide teda vcelku o sled dobšinského vrchného karbónu, spomínaný v práci R a k ú s z a (1935) a R o z l o z s n i k a (1935).

Verukáno

Na Fabianke zakrývajú tektonické rozhranie kremitého dioritu a efúzných a sedimentárnych členov fylito-diabázovej série horniny verukána pestré (zelené a červenkasté) bridlice a pestré zlepenca a kremité brekcie vcelku známeho vývoja (R o z l o z s n i k 1935).

Na základe drobno-tektonických pozorovaní podložné horniny ložiska tvorené efúznymi a sedimentárnymi členmi fylito-diabázovej série (diabázové tufity, amfibolické a aktinolitické horniny s polohami bielych kryštallických vápencov) majú smer približne V—Z, resp. ZSZ—VJV a klesajú pod $30\text{--}70^\circ$ na sever. Ako to vyplýva z tektonogramu (obr. 14)¹, ide o vzájomnú zhodu medzi bridličnatosťou



Obr. 14. Tektonogram vrstevnatosti a bridličnatosti efúzných a sedimentárnych hornín fylito-diabázovej série.

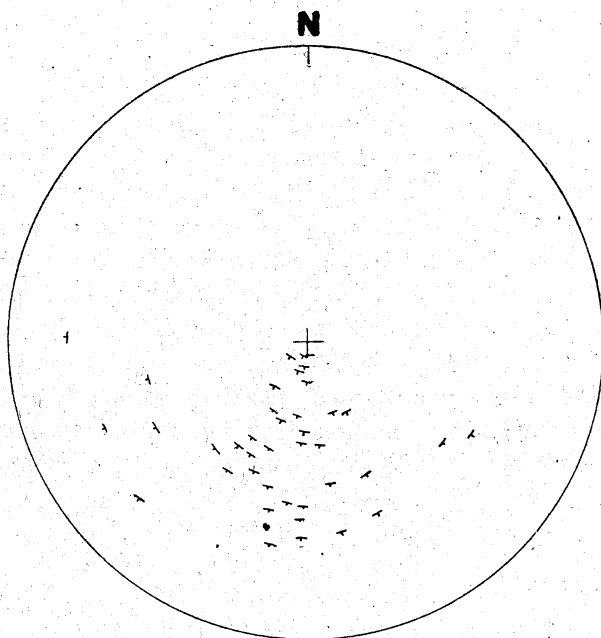
a vrstevnatosťou týchto hornín. Vrstevnatosť sa mohla merať vďaka zreteľne lavičovitým polohám bielych kryštallických vápencov.

Zóna ultramylonitov kremitého dioritu, na ktorú je viazané ložisko Georgi, sledujúc priebeh styku kremitého dioritu s efúznymi a sedimentárnymi horninami fylito-diabázovej série, má smer V—Ž a klesá pod $30\text{--}60^\circ$ na severe. Treba poznamenať, že zóna ultramylonitov nesleduje všade presne hranice kremitého dioritu. Napr. v profile Dedičnej štôlne v podloží ultramylonitovej zóny vystupuje kremitý diorit postihnutý len mylonitizáciou nižšieho stupňa (spomínaná „žila

¹ Všetky kruhové tektonogramy v tomto článku sú zostrojené pomocou Lambertových sietí v projekcii na spodnú pologuľu.

kremitého dioritu“, ktorú uvádza Rozložník 1935) a len tak nasledujú efúzne a sedimentárne členy fylito-diabázovej série. Hrúbka zóny ultramylonitov sa pohybuje od niekoľko metrov až po niekoľko desiatok metrov. V profile Dedičnej štôľne dosahuje ca 70 m.

Foliačné plochy ultramylonitu majú smer približne V—Z a klesajú pod uhlom $30-70^\circ$ na juh. Sú teda voči vrstevnatosti a vrstevnatej bridličnatosti podložných diabázových hornín protiklonné (porovnaj obr. 14 s obr. 15).



Obr. 15. Tektonogram foliácie mylonitov a ultramylonitov kremitého dioritu.

Tektonické pomery v kremitom diorite v blízkosti ložiska Georgi dokresľujú sideritové, kremenné žily a žila Martini s obsahom Co a Ni minerálov, ktoré vystupujú v nadloží pásma ultramylonitov kremitého dioritu a prebiehajú pomerne málo mylonitizovaným kremitým dioritom. Uvedené žily, zdá sa, sú lokalizované na bočné šmykové trhliny, ktoré sa odštiepili od mylonitizovanej zóny smerom do nadložia. Majú rovnaký smer ako zóna ultramylonitov, ale vzhľadom na úklon stykovej plochy kremitého dioritu a efúzných a sedimentárnych hornín fylito-diabázovej série sú protiklonné (klesajú pod $50-80^\circ$ na juh). Ich úklon vcelku však súhlasí s úklonom foliačných plôch ultramylonitov.

Vrchný karbón, ako sme uviedli, leží v blízkosti ložiska na kremitom diorite a tvorí tak súčasť nadložia ložiska Georgi.

Vrchný karbón v oblasti Dobšinej, pokiaľ leží transgresívne na kremitodiorite, má osobitný tektonický štýl vyznačujúci sa mierne vrásnenými vrstvami a zlomovou tektonikou. Tento tektonický štýl pripisuje Rozložník (1935) rigidnému charakteru podložného telesa kremitého dioritu, ktoré uchránilo nadložný vrchný karbón od silnejších vrásnivých pohybov.²

Jednako veľké pohyby, ktoré sa odohrali na rozhraní dioritového telesa a komplexu efúzných a sedimentárnych hornín fylito-diabázovej série, odzrkadlili sa aj v tektonickej pozícii tých častí vrchnokarbónskeho súvrstvia, ktoré ležia v blízkosti tohto rozhrania.

Tak pri ložisku Georgi a vcelku aj pozdĺž pokračovania tohto ložiskového pásma smerom na východ a západ, vrchnokarbónske súvrstvie, ktoré je inde viac-menej vodorovné, alebo klesá na S, resp. SV až V, vytvára vrásu s osou smeru V—Z, pričom jej južné rameno prudko klesá na juh a pozdĺž zóny ultramylonitov kremitého dioritu sa zaboruje. V blízkosti tejto zóny došlo i k zošupinateniu vrchnokarbónskych vrstiev a menším násunom. Tieto pomery sa dajú dobre sledovať v nadloží ložiska Georgi v banských dielach na I. a II. obzore a v revíri Anna.

Medzi I. a II. obzorom sú dve karbonátové polohy (silne tektonicky rozbité) nad sebou s útržkami podložných i nadložných oddielov. Opakovanie spodných členov vrchnokarbónskeho súvrstvia nad sebou nemožno inak vysvetliť ako tým, že niektoré časti vrchnokarbónskeho súvrstvia sa odlepili od podložia a boli presunuté. Priebeh vrstevných plôch vrchnokarbónskych vrstiev v okolí ložiska Georgi je znázornený v tektonograme (obr. 16).

Súhrn tektonických prvkov jednotlivých komplexov hornín ukazuje na zložitý štruktúrny obraz ložiska Georgi. Tento štruktúrny obraz je schematicky zachytený na profile, vedenom v smere Dedičnej štôlne.

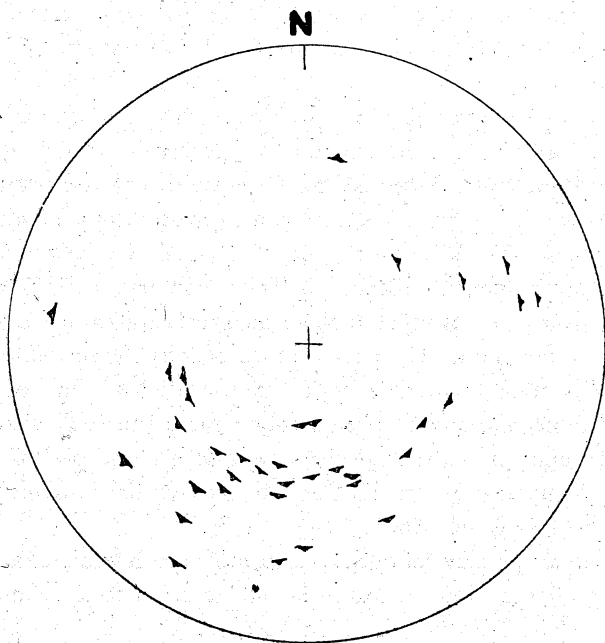
Naskytá sa otázka, či pásmo ultramylonitov kremitého dioritu, ktoré vzniklo na rozhraní takejto horniny s komplexom efúzných a sedimentárnych hornín fylito-diabázovej série, ako aj sprevádzajúce tektonické prvky (sideritové, kremenné, Co a Ni žily v nadloží mylonitizovanej zóny, štruktúra vrchného karbónu), sú výsledkom prešmyku alebo poklesu telesa kremitého dioritu voči pozícii efúzných a sedimentárnych hornín fylito-diabázovej série?

Túto otázku možno riešiť iba z hľadiska geologického obrazu širšieho okolia.

Keď sledujeme priebeh ložiska Georgi smerom na východ, na druhej strane údolia Steinseifen nachádzame ložisko Bonaventúra, kde vládnu podobné pomery. Pokračujúc ďalej smerom na východ, tektonická línia, na ktorú sa obe ložiská viažu, je zakrytá verukánskymi bridlicami a zlepenkami. Tektonickú líniu na tomto úseku (vršok Fabianka) nemožno na povrchu pozorovať. Aj staré povrchové kuttacie práce, ktoré sledujú priebeh ložiska Bonaventúra pri prechode do verukána,

² Zdá sa, že problém osobitného tektonického štýlu vrchnokarbónskeho súvrstvia je mnohoznačnejší, jeho riešenie však vybočuje z rámca tejto práce.

náhle prestávajú. Tektonická línia zpod verukána sa znovu objavuje až pri ložisku Michal na pravom svahu údolia Tešnárok. Jednako o existencii tektonickej línie pod verukánom Fabianky nemožno pochybovať, lebo pokračuje v tzv. prekope pod Tešnárkami, razenom na úrovni Dedičnej štôlne pod ložisko Michal. Prekop sleduje zväčša ultramylonitizované pásmo v kremitom diorite.



Obr. 16. Tektonogram vrstevnatosti členov vrchného karbónu.

Ak by sme pripustili, že pásmo ultramylonitov kremitého dioritu vzniklo prešmykovými alebo poklesovými pohybmi kremitého dioritu voči efúznym a sedimentárnym horninám fylito-diabázovej série, znamenalo by to okrem iného aj vertikálne premiestenie jedného komplexu oproti druhému, a to by sa muselo rozhodne odzrkadliť aj v porušení nadložného permu na Fabianke. Druhá alternatíva by bola, že zóna ultramylonitov je vekove staršia než permské sedimenty.

Najpravdepodobnejšou sa tu zdá tretia alternatíva, že zóna ultramylonitov kremitého dioritu so sprevádzajúcimi tektonickými prvkami vznikla v dôsledku horizontálneho pohybu postupujúceho z juhu na sever, ktorý sa na rozhraní dvoch mechanicky nehomogénnych komplexov stal zvlášť aktívny a rozložiac sa na dieľové pohyby vytvoril v kremitom diorite šmykové plochy (foliačné plochy ultramylonitov kremitého dioritu) orientované približne pod uhlom 45° na os pôsobenia hlavného napätia. Vysoký obsah biotitu v kremitom diorite tieto laminárne pohyby

len uľahčil. Tým možno vysvetliť aj vznik systému šmykových trhlín väčšieho rozsahu (napr. žila Martini a druhé v nadloží ložiska Georgi a tektonické zjavy vo vrchnokarbónskom súvrství), ako aj skutočnosť, že nadložný perm na Fabianke leží pokojne bez dizjunkívneho porušenia voči podložným elementom a vytvára len mierne vrásové priehyby.

V súvislosti so vznikom zóny ultramylonitov a mylonitov v kremitom diorite vynára sa ešte jedna otázka, prečo nie sú mylonitizáciou alebo podobnou dynamo-metamorfnou premenou postihnuté aj na rozhranie kremitého dioritu priliehajúce časti efúzneho a sedimentárneho komplexu fylito-diabázovej série?

Efúzne a sedimentárne horniny fylito-diabázovej série boli už pred vytvorením mylonitizovanej zóny v kremitom diorite mechanicky nehomogénne (vrstevné plochy, striedanie sa polôh rôznej litologickej i mechanickej povahy a pod.). Naproti tomu teleso kremitého dioritu bolo vcelku mechanicky homogénne. Tlak, ktorý postihol tento komplex z juhu v efúznych a sedimentárnych horninách fylito-diabázovej série, mohol sa redukovať už na vytvorené oslabené miesta vo forme medzivrstevných pohybov. (Prejavy týchto pohybov možno pozorovať v blízkosti ložiska Georgi, a to medzivrstevné drvenie, medzivrstevnatá klináž a pod.) Pretože v telese kremitého dioritu nebola možnosť takejto redukcie na hotové oslabené miesta, vytvorila sa zóna mylonitov a ultramylonitov.

Rudné pomery

Výskyty rudných paragenéz na ložisku Georgi sa koncentrujú prevažne na zónu ultramylonitov kremitého dioritu. V miestach, kde sa táto zóna stýka s podložnými amfibolickými horninami, s polohami bielych kryštalických vápencov, sú sčasti aj tieto vápence metasomaticky zatlačené ankeritom a sideritom. Karbonátové polohy vrchnokarbónskeho súvrstvia sú v nadloží kremitého dioritu všade celkom zamenené sideritom, resp. ankeritom. Obsahove aj morfológicky majú osobitnú pozíciu rudné výskyty, lokalizované na žily (napr. žila Martini), ktoré vystupujú v nadloží ložiska Georgi.

Proces zrudnenia na ložisku Georgi začínal tvorbou kremeňa s fuchsitom, ktorý vytvára jednak žily rovnakého priebehu ako zóna ultramylonitov kremitého dioritu, jednak preniká medzi foliačné listy ultramylonitov. Potom sa široko tvoril ankerit I. generácie. Ankerity I sú veľmi jemnozrnné a majú vysoký obsah Mg (Rozložník 1935). Prenikajú pozdĺž foliačných plôch ultramylonitov a mylonitov kremitého dioritu a spôsobujú rozsiahlu karbonatizáciu. Na karbonatizácii zúčastňuje sa aj siderit. Siderit sa uplatnil v zóne ultramylonitov v menšej miere než ankerit I. Zväčša tvorí nepravidelné telesá s nejasným obrysom uprostred širšej, ankeritom I skarbonatizovanej zóny. Zdá sa, že je mladší než ankerit I.

Súčasne s touto karbonatizáciou alebo pravdepodobne ešte pred ňou prebehla široká hydrotermálna premena podložných amfibolických hornín. Tieto sú zme-

nené najmä na chloritické a mastencové bridlice. Možno v nich nájsť lúčovité agregáty chloritu a minerálov zo skupiny mastenca a serpentínu, obklopené kremeňom a karbonátmi, predovšetkým ankeritom a kalcitom. Na konci prekopy pod Šteinerberg sa našla aj 10 cm hrubá žila priečne vláknitého antofylitu v chloritických bridliciach.

Ultramylonity a mylonity kremitého dioritu sa pod vplyvom hydrotermálnych premien vybielili a sericitizovali. Miestami v nich nachádzame aj celé šmuhy sericitu, ba až muskovitu, o ktorých písal aj Rozložník (1935). Predpokladám, že s týmito premenami sú spojené aj pyritové impregnácie. Je zaujímavé, že pyritové impregnácie nachádzame zväčša len v tektonitoch kremitého dioritu a menej už v efúzných a sedimentárnych horninách fylito-diabázovej série.

Ultramylonity kremitého dioritu sa v priebehu uvedenej etapy zrudnenia natoľko zmenili, že na prvý pohľad skutočne budia dojem metasomaticky zatlačených plôch vápencov, resp. dolomitov uprostred metamorfovaných kyslých tufov, ako to myslel aj Rozložník (1935). Prítomnosť pôvodných karbonátových polôh sa mi nepodarilo nikde ustáliť. *Drobno-tektonické prvky mylonitov a ultramylonitov kremitého dioritu a celková tektonická pozícia zóny ultramylonitov pozdĺž styku kremitého dioritu s efúznymi a sedimentárnymi horninami fylito-diabázovej série naznačujú, že tu ide o metasomatické procesy, ktoré sa uplatnili v silne mylonitizovanom kremitom diorite.*

V podloží vlastného ložiska Georgi na západnom krídle VI. a VII. obzoru sa stretávame s polohami bielych kryštalických vápencov uprostred amfibolických hornín fylito-diabázovej série, ktoré sú miestami zatlačené ankeritom a sideritom. Zrudnenie tu vystupuje po laviciach pôvodných vápencov, ktoré klesajú na sever a sú od seba oddelené amfibolickými horninami, často zmenenými na chloritické a chloriticko-mastencové bridlice. Tieto zrudnené úseky sa líšia nápadne už na prvý pohľad od „karbonátového súvrstvia“ ložiska Georgi. Pritom je zaujímavé, že metasomaticky sú zatlačené len tie úseky vápencových polôh, ktoré boli tektonicky silnejšie porušené — drvené, kým polohy málo porušené ostali nedotknuté metasomaticky.

Počas ďalšieho zrudňovania sa na ložisku Georgi prejavila veľmi intenzívne turmalinizácia. Turmalíny sú roztrúsené pozdĺž foliačných plôch ultramylonitov kremitého dioritu vo forme drobných, často len mikroskopicky viditeľných kryštálikov. Turmalíny vytvárajú miestami tmavé šmuhy rovnobežné s foliačnými plochami, čím pripomínajú grafitický pigment. Turmalinizácia sa uplatňuje výrazne aj v podložných chloritizovaných amfibolických horninách.

Okrem ojedinelých výskytov barytu a spektaritu sú druhé bežné rudné minerály, ktoré nachádzame na hydrotermálnych ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria, na ložisku Georgi vzácne.

Posledným zrudňovacím aktom na ložisku Georgi je vystupovanie ďalších generácií kremeňa a ankeritu II. Ankerit II je viazaný na zrejme dislokácie, ktoré

porušujú už skarbonitizované ultramylonity kremitého dioritu. Ide o 1–10 cm hrubé žily, ktoré majú smer približne V–Z a úklon ($70-80^\circ$) na juh (na rozdiel od foliácie ultramylonitov, ktorá vcelku klesá pod uhlom 45° na juh). Majú teda zhruba rovnaký priebeh ako rudné žily v kremitom diorite v nadloží ložiska Georgi.

Z ostatných rudných výskytov v blízkosti ložiska Georgi treba spomenúť ankeritom a sideritom zatlačené vrchnokarbónske vápence, ktoré sú odkryté na I. a II. obzore bane Georgi a v revíri Anna. Ide o výskyt podobný výskytom na býv. poli Coburg, na Šteinbergu a na iných známych lokalitách dobských metasomatických ložísk, viazaných na karbonátový oddiel vrchného karbónu. Na rozdiel od predchádzajúcich obsahujú nápadne veľa grafitického pigmentu, takže tieto siderity a ankerity majú čiernu farbu.

V profile Dedičnej štôlne v nadloží ložiska Georgi v kremitom diorite je odkryté niekoľko rudných žíl, z ktorých najvýznamnejšia je žila Martini s obsahom Co a Ni minerálov. Tektonicky je zaujímavé, že sa na týchto žilách neuplatnila I. generácia ankeritu. Pretože sa zrudňovací proces začína sideritom, možno súdiť, že tieto žilné trhliny vznikli už v priebehu zrudňovacieho procesu. Na jeho konci sa zasa miestami vytvorili bočné apofýzy smeru S–J, ktoré sú vyplnené ankeritom, ktorý na týchto žilách patrí medzi najmladšie minerálne generácie. Ďalšou zaujímavosťou týchto žíl je, že sú len v kremitom diorite. V karbonitizovanej zóne ultramylonitov kremitého dioritu nachádzame len vyклиňujúce sa odmrsky gersdorfitu. Vyклиňovanie žíl nastáva aj pri prechode do nadložných hornín vrchného karbónu.

Paragenetické pomery na žile Martini sú veľmi zaujímavé a komplikované. Ich opis uvádza Halahyiová-Andrusovová (1956).

Porudná tektonika

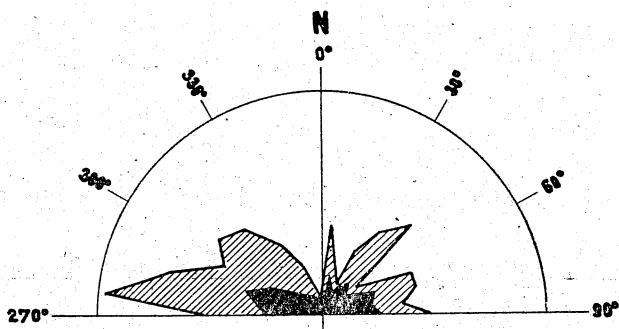
Porudná tektonika na ložisku Georgi je veľmi bohatá. Prejavuje sa najmä v zlomoch rôzneho smeru a úklonu. Medzi nimi možno rozlíšiť niekoľko systémov.

Najvýraznejším systémom je systém prebiehajúci približne vz. smerom s úklonom na J, ktorý spôsobuje premiestovanie krýh, prevažne poklesového charakteru. V ich rámci výrazné vleký smerom na J spôsobujú najmä mierne ($20-40^\circ$) uklonené dislokácie.

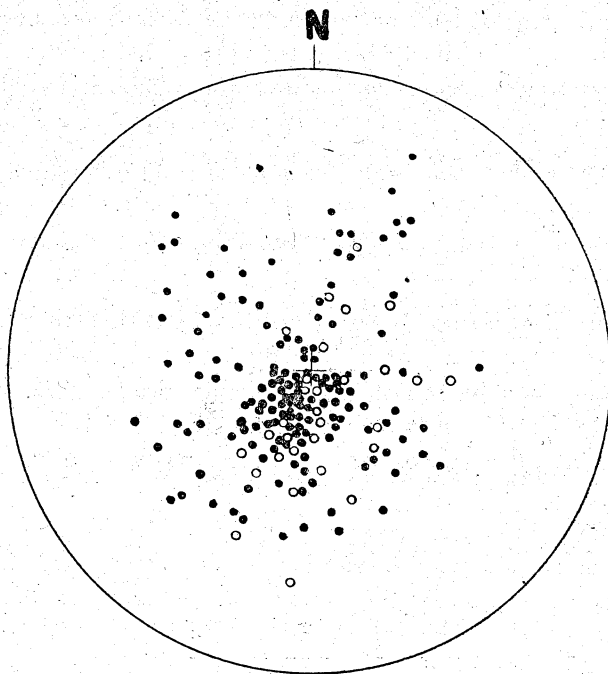
Ďalšími výraznými systémami sú smery SV–JZ a SZ–JV s nejednotným úklonom. Menej sú zastúpené zlomy s. smeru so strmým úklonom na Z. Tieto systémy sú prevažne poklesovo-posunového charakteru. Jednotlivé systémy porudných dislokácií sú znázornené na diagramoch (obr. 17 a 18).

Posúdenie relatívneho veku jednotlivých zlomových systémov je ťažké, lebo v priebehu času došlo k častému obnovovaniu pohybov v starších líniiach. Napr. na niektorých dislokačných plochách v kremitom diorite sa našli i tri smery ryho-

vania na ohlazoch, nasledujúcich po sebe. Podľa celkového priebehu ryhovania na dislokačných plochách (obr. 19) možno usudzovať, že porudné pohyby prebiehali na študovanom úseku prevažne smerom severojužným a spôsobovali poklesy na juh.



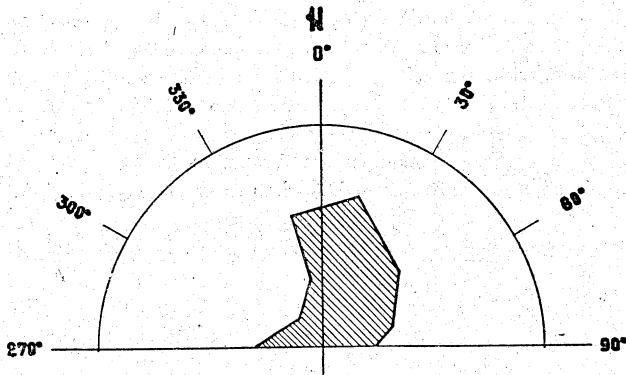
Obr. 17. Ružicový diagram smeru dislokácií a puklín (šrafované — 139 meraní) a rudných žíl (čierné — 29 meraní).



Obr. 18. Kruhový diagram dislokácií a puklín (čierné krúžky — 139 meraní) a rudných žíl (biele krúžky — 29 meraní).

Zhrnúc uvedené poznatky vynorí sa pred nami nová koncepcia o genéze ložiska Georgi.

I keď sa na ňom bezpochybné miestami (VI. a VII. obzor) aj zamenil „priaznivý horizont“ sideritom a ankeritom asi tak, ako to predpokladal Rozložník (1935), platí však o ložisku ako celku niečo iné. Vytvorenie „priaznivého hori-



Obr. 19. Ružicový diagram smeru ryhovania na dislokačných plochách (26 meraní).

zontu“ na uloženie rudných látok a s tým spojených metasomatických procesov (karbonatizácia) a hydrotermálnych premien (sericitizácia, chloritizácia, turmalinizácia a pod.) bolo podmienené nie tak samým litologickým stavom, ale predovšetkým „tektonickou prípravou“ (Mášk 1956). Ide tu teda o žilný typ hydrotermálneho zrudnenia, ktorý sa však líši od bežných typov tým, že rudná žila nie je lokalizovaná na úzku trhlínu, ale na širšiu zónu ultramylonitov a mylonitov v kremitom diorite. Práve táto okolnosť vyvolala isté zvláštnosti vo výplni ložiska Georgi, ktoré skôr pripomínajú ložisko metasomatického pôvodu a ktorými sa už na prvý pohľad líši od sideritových a ankeritových žíl severného pruhu Spišsko-gemerského rudohoria.

Recenzoval M. Böhm er

Katedra geológie a mineralógie
baníckej fakulty Vysoké školy technickej,
Košice

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — SCHRIFTTUM

- Ahlburg J., 1913: Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des Oberungarischen Erzgebirges. Mitt. a. d. Jahrg. d. kgl. ung.-geolog. Reichsanstalt XX, 7, Budapest. — Andrusov D., 1953: Vápence a bázické vyvreliny v paleozoiku Západných Karpát. Geol. sbor. IV, 3—4, Bratislava. — Campbell B., 1956: Tektonity malokarpatských granitoidných hornín. Geol. sbor.

VII, 1—2, Bratislava. — Cloos H., 1936: Einführung in die Geologie, Berlin. — Fusán O., Kamenický J., Kuthan M., 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sbor. IV, 1—2, Bratislava. — Halahyiová-Andrusovová G., 1956: Mineralógia a paragenéza Co—Ni žil v Dobšinej. Sprievodca X. jubilejného sjazdu Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu v Košiciach. — Kamenický L., Marková M., 1956: Predbežná zpráva o petrografickom výskume fylito-diabázovej série v gemeridách. Geol. práce, Zprávy 5, Bratislava. — Máška M., 1954: K tektonické analýse krystalinika. Knihovna Ústř. ústavu geol. 27, Praha. — Máška M., 1956: Některé problémy metalogenese a hledání rudných ložisek v Spišsko-gemerském rudohoří. Geol. práce, Zprávy 8, Bratislava. — Posewitz Th. V., 1879: Bemerkungen über die Grünsteine von Dobschau. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst., Wien. — Rakusz Gy., 1930: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobschau (Dobšiná) und Nagyvisnyó. Geologica Hungarica, ser. pal. 8, Budapest. — Rozložník P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšiná. Geologica Hungarica, ser. geolog. 5, Budapest. — Rozložník L., 1956: Geologické a rudné pomery okolia Dobšinej. Sprievodca X. jubilejného sjazdu Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu v Košiciach. — Stejskal J., Vachtl J., 1936: Nástin geologických poměrů v okolí Dobšíně na Slovensku. Carpatica, Praha. — Voit F. W., 1930: Geognostische Schilderung der Lagerstättenverhältnisse von Dobschau in Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 50, Wien. — Zawadinsky L., 1952: Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Valle Onsernorne (Tessin). Zur Petrographie der Kataklastite. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 32, 1, Zürich.

ЛАДИСЛАВ РОЗЛОЖНИК

К ГЕОЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЕОРГИ БЛИЗ Г. ДОБШИНА

(Рисунки 12—19 в тексте, таблица VI)

Месторождение Георги, расположенное в долине „Штейнзайфен“ к северо-востоку от г. Добшина, вскрыто штольнями Георги и Дедична (последняя прежде называлась „Местска“). По своему оруденению оно относится к гидротермальным месторождениям Спишско-Гемерского рудогорья.

Краткое упоминание о месторождении Георги мы находим в работе Альбурга (1913). Более подробно о нем пишет П. Розложник (1935); по мнению этого автора залежь возникла в результате метасоматического замещения „карбонатной толщи“ филлит-диабазовой серии. Производившиеся здесь недавно горные работы сделали месторождение Георги более доступным изучению. Автор настоящей статьи исследовал его в 1955 году и пришел к некоторым новым выводам относительно его геологии и происхождения.

Месторождение находится между толщей эффузивных и осадочных пород с одной стороны и комплексом интрузивных пород с другой; все они относятся к филлит-диабазовой серии.

Вблизи месторождения эффузивные и осадочные породы представлены диабазовыми туффитами и амфиболовыми (актинолитовыми) породами, местами с горизонтами белых кристаллических известняков. Все эти породы залегают в основании месторождения. Простираение их приблизительно восточно-западное при падении к северу. Сланцеватость в общем согласна со слоистостью.

Само месторождение заключено в кварцевом диорите, который является частью крупного интрузивного тела на южном склоне холма Гугель, где представлены и другие диф-

ференциаты, а именно: амфиболовое габбро, амфиболово-биотитовый диорит и другие породы.

Тело кварцевого диорита было достигнуто сильным динамометаморфизмом, вследствие чего образовались зоны скольжения (ламинарного скалывания), где развиты черные мilonиты. Милонитизации подверглось почти все тело. Тектониты кварцевого диорита возникли в результате небольших подвижек, так что по классификации, разработанной Цамбелем (1956), их нужно рассматривать как мilonиты и ультрамilonиты. Месторождение находится в зоне ультрамilonитов кварцевого диорита, которая образовалась на контакте с эффузивными и осадочными породами филлит-диабазовой серии. Зона простирается в восточно-западном направлении, падает к северу. Она не везде проходит точно по границе кварцевого диорита. Плоскости расщепления ультрамilonита имеют тоже простирание, что и вся зона, но падают не к северу, а к югу.

Чтобы дать полную картину тектоники кварцевого диорита, необходимо упомянуть о сидеритовых и кварцевых жилах и жиле Мартини с рудами Co и Ni. Все они проходят в кровле месторождения Георги в сравнительно слабо мilonитизированном кварцевом диорите. Повидимому, мы имеем здесь дело с боковыми трещинами скалывания, отходящими от мilonитовой зоны.

В геологическом строении окрестностей описываемого месторождения участвует верхний карбон. Ось складки, которую он образует, имеет восточно-западное направление, южное крыло круто падает к югу и ныряет вдоль полосы ультрамilonитов кварцевого диорита. По соседству с этой зоной слои верхнего карбона образуют чешуи и небольшие надвиги.

Вся совокупность тектонических явлений в отдельных комплексах свидетельствует о том, что тектоническое положение месторождения очень сложное. Рассматривая условия образования зоны ультрамilonитов в кварцевом диорите и структуры, которые ее сопровождают, автор приходит к заключению, что главную роль играли не сбросовые движения, переместившие отдельные участки кварцевого диорита по отношению к комплексу эффузивных и осадочных пород филлит-диабазовой серии, а горизонтальное движение, которое было направлено с юга. В качестве доказательства он приводил тот факт, что на холме Фабианка слои веррукано, налегающие на зону ультрамilonитов кварцевого диорита, которая тянется от месторождения Георги к востоку, не нарушены. Предполагать, что зона ультрамilonитов возникла до отложения слоев веррукано нет оснований. В эффузивных и осадочных породах филлит-диабазовой серии развившееся движение постигло уже прежде ослабленные места, в теле кварцевого диорита — онтодонто ончгвгвновддд — привело к образованию зоны ультрамilonитов.

На месторождении Георги рудные минералы приурочены главным образом к зоне ультрамilonитов, в которой произошла сильная карбонатизация, выразившаяся в образовании анкерита и сидерита, что еще больше изменило первоначальный характер кварцевого диорита. В тех местах, где оруденелая полоса ультрамilonитов кварцевого диорита соприкасается с подстилающими амфиболовыми породами заключающими в себе горизонты белых кристаллических известняков, часть последних также замещена сидеритом и анкеритом. По своему составу и строению рудные залежи, приуроченные к жилам (например к жиле Мартини), которые находятся в кровле месторождения Георги, занимают особое положение.

Послерудная тектоника месторождения Георги выражается различно направленными и различно падающими трещинами, которые можно отнести к нескольким системам. Относительный возраст различных систем трещин установить довольно трудно, так как несколько раз — в различное время — оживали движения по старым линиям. Судя по

общему расположению штрихов на тектонических поверхностях, послерудные движения имели северно-южное направление и вызывали сбросы к югу.

По характеру оруденения — наличие анкерита, сидерита, значительного количества кварца с фукситом — месторождение Георги представляет собой особый тип рудного парагенезиса и отличается от многочисленных и разнообразных в металлогеническом отношении добшинских месторождений. Но оно не единственное в своем роде. По заполнению и тектоническому положению сходство с ним имеют следующие месторождения: Михал в долине Тешнарки, Боцавентура на левом склоне долины Штейнзайфен, Аугустини в долине Мала Влча (т. е. Волчья), Гильфе Готес и Якоби в долине Велька Влча (т. е. Большая Волчья). Все эти месторождения приурочены к одной и той же тектонической линии — полосе ультрамилонитов, которая образовалась вдоль контакта осадочных и эффузивных пород филлит-диабазовой серии с интрузивным телом. Сходство их проявляется не только в минеральном составе и геологическом положении, но и в том, что непосредственно над ними наблюдаются падающие в противоположном направлении сидеритовые и кварцевые жилы, которые содержат минералы кобальта и никеля.

На месторождении Георги и сходных с ним месторождениях метасоматически замещенными рудными минералами (анкеритом, сидеритом и другими) оказались не „подходящие“ карбонатные горизонты, как думал Розложник (1935). Наличие горизонта, „подходящего“ для отложения рудных минералов, иначе говоря для развития метасоматических процессов (карбонатизации) и гидротермальных изменений (серицитизации, хлоритизации, турмалинизации и т. п.) было обусловлено тектонической подготовкой, а не литологическим характером пород. Мы имеем, следовательно, дело с жильным типом гидротермального оруденения, который отличается от обычных типов тем, что рудное заполнение занимает не узкую трещину, а более широкую полосу ультрамилонитов в кварцевом диорите. Вследствие этого месторождение Георги имеет некоторые особенности, присущие метасоматическим месторождениям, а потому разница между ним и жилами анкерита и сидерита северной полосы Спишско-Гемерского рудогорья сразу бросается в глаза.

Перевод со словацкого В. Андрусовой

*Кафедра геологии и минералогии горного
факультета Политехнического института,
Кошице*

Объяснение рисунков 12—19 в тексте и таблицы VI

Рис. 12. Геологическая карта окрестностей месторождения Георги: 1 — слоистость, 2 — значительные тектонические линии, 3 — аллювий, 4 — пестрые конгломераты и брекчии веррукано, 5 — пестрые сланцы веррукано, 6 — сланцы и песчаники верхнего карбона, 7 — кварцевый диорит, 8 — милониты и ультрамилониты кварцевого диорита, 9 — диабазовые туффиты и амфиболовые породы филлит-диабазовой серии, 10 — хлоритовые и серицитово-хлоритовые сланцы филлит-диабазовой серии. — Рис. 13. Разрез месторождения Георги в направлении штольни Дедична: 1 — диабазовые туффиты и амфиболовые породы филлит-диабазовой серии, 2 — горизонты белых кристаллических известняков среди амфиболовых пород, 3 — кварцевый диорит, 4 — базальный конгломерат и песчаники верхнего карбона, 5 — известняки верхнего карбона, замещенные сидеритом или анкеритом, 6 — сланцево-песчанистая толща верхнего карбона, 7 — милониты и ультрамилониты кварцевого диорита, 8 — оруденелые участки, 9 — зна-

чительные тектонические линии. — Рис. 14. Тектонограмма слоистости и сланцеватости эффузивных и осадочных пород филлит-диабазовой серии. — Рис. 15. Тектонограмма расланцевания милонитов и ультрамилонитов кварцевого диорита. — Рис. 16. Тектонограмма слоистости отложений верхнего карбона. — Рис. 17. Роза-диаграмма простирааний разрывных дислокаций и трещин (штриховка — 139 измерений) и рудных жил (черное — 29 измерений). — Рис. 18. Круговая диаграмма разрывных дислокаций и трещин (черные кружки — 139 измерений) и рудных жил (белые кружки — 29 измерений). — Рис. 19. Диаграмма-роза направлений штриховки на тектонических поверхностях (26 измерений).

Табл. VI

Рис. 1. Амфиболовая порода лепидобластовой структуры. Зеленая роговая обманка и актинолит чередуются с полосками полевых шпатов и кварца. Николи II, $\times 80$. Штольня Дедична 940 м. — Рис. 2. Кварцевый диорит. Полевые шпаты содержат множество мелких зернышек цоизита. Роговая обманка таблитчатого облика, биотит и кварц. Порода сравнительно слабо изменена динамометаморфизмом. Николи +, $\times 10$. Квершлаг под пунктом Штейнберг — „ответвление к буровым скважинам“. — Рис. 3. Милонит кварцевого диорита. Биотит, кусочки раздробленного кварца и серицит обтекают порфиороклеты полевых шпатов. Николи +, $\times 20$. Шахта Георги, горизонт VI западного крыла, квершлаг к кровле. — Рис. 4. Ультрамилонит кварцевого диорита. Кварц, серицит и карбонаты. Николи +, $\times 20$. Шахта Георги, горизонт V.

LADISLAV ROZLOŽNÍK

BEITRAG ZUR GEOLOGIE DER LAGERSTÄTTE GEORGI BEI DOBŠINÁ

(Abb. 12—19 im Texte, Taf. VI)

Die Lagerstätte Georgi befindet sich im Tale „Steinseifen“ nordöstlich der Stadt Dobšiná. Sie ist durch den Stollen Georgi und den Erbstollen (Dedičná, ehem. „mestská“ d. i. Stadt-Stollen) zugänglich. In metallogenetischer Hinsicht fällt die Lagerstätte in den Rahmen der hydrothermalen Lagerstätten des Zips-Gemörrer Erzgebirges.

In der älteren Literatur finden wir eine kurze Erwähnung der Lagerstätte Georgi bei Ahlburg (1913). Eingehender beschäftigt sich mit ihr P. Rozložník (1935), welcher die Lagerstätte für eine metasomatisch verdrängte Karbonatschichtenfolge („karbonátové súvrstvie“) der Phyllit-Diabas-Serie hält. In gegenwärtiger Zeit wurde die Lagerstätte durch Grubenarbeiten besser zugänglich gemacht und das ermöglichte dem Autor auf Grund eingehender, i. J. 1955 durchgeführter Studien zu einigen neuen Erkenntnissen über die geologische Position und Genese dieser Lagerstätte zu gelangen.

Die Lagerstätte tritt an der Grenze des effusiven und sedimentären Komplexes und der intrusiven Glieder der Phyllit-Diabas-Serie auf.

Von den *effusiven* und *sedimentären* Gliedern der *Phyllit-Diabas-Serie* sind in der Nähe der Lagerstätte Diabastuffite und amphibolische, resp. aktinolithische Gesteine vertreten, welche stellenweise Lagen weißer, kristallinischer Kalke enthalten. Die angeführten Gesteine bilden das Liegende der Georgi-Lagerstätte. Sie streichen etwa von O—W und fallen gegen Norden ein. Ihre Schichtung stimmt im allgemeinen mit der Schieferung überein.

Die Lagerstätte selbst tritt in *Quarzdiorit* auf. Der Quarzdiorit ist ein Teil eines größeren Intrusivkörpers am Südhange des Hügels Gúgel, in welchem neben Quarzdiorit weitere Differenziate: amphibolisches Gabbro, amphibolisch-biotitischer Diorit u. ä. vertreten sind.

Der Quarzdioritkörper ist stark dynamometamorph umgewandelt, was sich durch die Anwesenheit von Verschiebungszonen mit schwarzer, mylonitischer Ausfüllung und durch die Anwesenheit einer weiter verbreiteten, fast den ganzen Körper betreffenden Mylonitisierung äußert. Die Tektonite des Quarzdiorites entstanden infolge von Teilbewegungen, also kann man sie im Sinne der Klassifikation der Tektonite nach C a m b e l (1956) als Mylonite und Ultramylonite bezeichnen. Die Lagerstätte tritt in der Ultramylonitzone des Quarzdiorites auf und hat sich an der Berührung des Quarzdiorites mit den effusiven und sedimentären Gesteinen der Phyllit-Diabas-Serie gebildet. Die Zone streicht in der Richtung O—W und fällt gegen Norden ein. Sie verfolgt nicht überall genau die Grenzen des Quarzdiorites. Die Foliationsflächen des Ultramylonites haben die gleiche Richtung wie die ganze Zone, aber sie sind gegen Süden geneigt und nicht gegen Norden.

Die tektonischen Verhältnisse im Quarzdiorit werden durch die Siderit- und Quarzgänge und durch den Gang Martini mit einem Gehalt an Co—Ni-Mineralen ergänzt. Diese Gänge treten im Hangenden der Georgi-Lagerstätte in verhältnismäßig wenig mylonitisertem Quarzdiorit auf und es hat den Anschein, daß es sich um seitliche Scherklüfte handelt, welche sich von der mylonitiserten Zone abspalten.

An dem geologischen Bau der Umgebung der Lagerstätte Georgi beteiligt sich auch *Oberkarbon*, welches in der Nähe der Lagerstätte eine Falte bildet, deren Achse ostwestliche Richtung hat. Ihr Südschenkel fällt jedoch steil gegen Süden ein und ist längs der Zone der Ultramylonite des Quarzdiorites stark tauchend. In der Nähe dieser Zone kam es auch zu Schuppenbildung in den oberkarbonischen Schichten mit kleinerer Schubweite.

Die Summe der tektonischen Elemente der einzelnen Gesteinskomplexe weist auf eine komplizierte geologische Position der Lagerstätte Georgi hin. Bei der Prüfung der Entstehungsbedingungen der Ultramylonitzone gelangt der Autor zur Ansicht, daß die Entstehung dieser Zone im Quarzdiorit, sowohl wie auch diejenige der Strukturen, welche diese Zone begleiten, nicht so sehr auf Senkungs-, resp. Überschiebungsbewegungen des Quarzdioritkörpers gegen den Komplex der effusiven und sedimentären Gesteine der Phyllit-Diabas-Serie zurückzuführen ist, sondern vielmehr auf die horizontale Bewegung, welche von Süden her diese Komplexe durchdrang. Ein Beweis dafür ist, daß die Verrucano-Schichten, welche am Hügel Fabianka die von der Lagerstätte Georgi weiter gegen Osten verlaufende Ultramylonitzone des Quarzdiorites bedecken nicht gestört sind. Dabei ist es unwahrscheinlich, daß die Ultramylonitzone noch vor der Sedimentation der Verrucano-Schichten entstanden wäre. Die Durchbewegung beschränkte sich in den effusiven und sedimentären Gesteinen der Phyllit-Diabas-Serie nur mehr auf die fertigen geschwächten Stellen, während sie in dem ursprünglichen homogenen Quarzdioritkörper die Zone der Ultramylonite bewirkte.

Die Vorkommnisse von Erzmineralen an der Lagerstätte Georgi konzentrieren sich überwiegend auf die Zone der Ultramylonite, in welcher es zu einer weitreichenden Karbonatisierung durch Ankerit und Siderit kam. Dadurch wurde der ursprüngliche Charakter des Quarzdiorites noch mehr verwischt. An den Stellen, wo die vererzte Zone der Ultramylonite des Quarzdiorites mit den darunter liegenden amphibolischen Gesteinen, welche Lagen weißer kristallinischer Kalke einschließen, in Berührung treten, sind teilweise auch diese Kalke durch Siderit und Ankerit metasomatisch verdrängt. Die Karbonatlagen der oberkarbonischen Schichtfolge sind im Hangenden des Quarzdiorites überall durch Siderit und Ankerit vollständig ausgewechselt. Eine Sonderstellung in bezug auf Inhalt und Morphologie haben die in Gängen lokalisierten Erzvorkommen (z. B. der Gang Martini), welche der Georgi-Lagerstätte aufliegen.

Die Nacherztektonik äußert sich an der Lagerstätte Georgi hauptsächlich in Brüchen in verschiedenen Richtungen, man kann jedoch unter ihnen einige Systeme unterscheiden. Die Beurteilung

des relativen Alters der einzelnen Kluftsysteme stößt an Schwierigkeiten, da es im Verlaufe der Zeit häufig zu erneuter Tätigkeit an den älteren Gleitbahnen der Klüfte kam. Nach dem allgemeinen Verlauf der Schrammen auf den Dislokationsflächen kann man schließen, daß die Nach-
erzbewegungen an der studierten Lagerstätte in nordsüdlicher Richtung verliefen und Senkungen gegen Süden verursachten.

Die Lagerstätte Georgi mit charakteristischer Ankerit- und Sideritvererzung und einem bedeutenden Anteil an Quarz mit Fuchsit repräsentiert einen besonderen Typus der Erzparagenese im Rahmen der zahlreichen, in bezug auf die Metallisierung mannigfaltigen Dobšinaer Lagerstätten. Die Lagerstätte Georgi ist jedoch keineswegs ein vereinzelt Beispiel einer solchen Vererzung. Eine vollständig übereinstimmende Ausfüllung und tektonische Position hat auch die Lagerstätte Michal im Tale Tešnárok, die Lagerstätte Bonaventúra an der linken Böschung des Tales Steinseifen, die Lagerstätte Augustini im Tale Malá Vlčia dolina, die Lagerstätte Hilfe Gottes und Jacobi im Tale Velká Vlčia dolina. Alle diese Lagerstätten sind an eine gemeinsame tektonische Linie von Ultramyloniten des Quarzdiorites gebunden, welche sich an der Grenze der sedimentären und effusiven Gesteine der Phyllit-Diabas-Serie und des Intrusivkörpers gebildet hat. Außer der ähnlichen Lagerausfüllung und geologischen Position ist ein gemeinsames Merkmal aller oben angeführter Lagerstätten auch die Tatsache, daß sie in ihrem unmittelbaren Hangenden von entgegengeneigten Siderit- und Quarzgängen mit Co-Ni-Mineralbestand begleitet sind.

Bei der Lagerstätte Georgi und in ähnlichen Fällen handelt es sich nicht um eine metasomatische Auswechslung des „günstigen“ Karbonathorizontes durch Erzminerale (Ankerit, Siderit u. ä.), wie es Rozložník (1935) voraussetzte. Die Bildung eines „günstigen“ Horizontes für die Ablagerung von Erzstoffen und der damit verbundenen metasomatischen Prozesse (Karbonatisierung) und hydrothermalen Umwandlungen (Serizitisierung, Chloritisierung, Turmalinisierung u. ä.) wurde durch tektonische Vorbedingungen hervorgerufen und keineswegs allein durch den lithologischen Charakter. Es handelt sich hier also um einen Gangtypus der hydrothermalen Vererzung, welcher sich jedoch von den allgemein vorkommenden Typen dadurch unterscheidet, daß der Erzgang nicht in einer engen Kluft lokalisiert ist, sondern eine breitere Ultramylonitzone im Quarzdiorit bildet. Gerade dieser Umstand bewirkte gewisse Eigenheiten in der Ausfüllung der Lagerstätte Georgi, welche auf eine Lagerstätte metasomatischen Ursprungs hinweisen und wodurch sie sich schon am ersten Blick von den Ankerit- und Sideritgängen des nördlichen Zuges des Zips-Gemörrer Erzgebirges unterscheiden.

Übersetzt von V. Dlačáková

*Lehrstuhl für Geologie und
Mineralogie der Bergmännischen
Fakultät der Technischen Hochschule,
Košice*

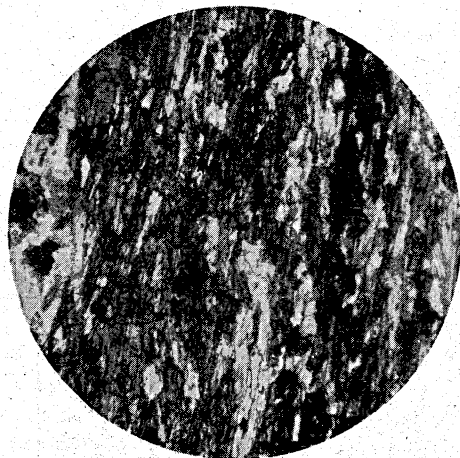
Erklärungen zu den Abbildungen 12–19 im Texte und zu Taf. VI

Abb. 12. Geologische Oberflächenkarte der Lagerstätte Georgi: 1 — Schichtung, 2 — bedeutendere tektonische Linien, 3 — Alluvium, 4 — verrucanische bunte Konglomerate und Breccien, 5 — verrucanische bunte Schiefer, 6 — Schiefer und Sandsteine des Oberkarbons, 7 — Quarzdiorit, 8 — Mylonite und Ultramylonite des Quarzdiorites, 9 — Diabas-tuffite und amphibolische Gesteine der Phyllit-Diabas-Serie, 10 — serizitische und serizitisch-chloritische Schiefer der Phyllit-Diabas-Serie. — Abb. 13. Profil durch die Lagerstätte Georgi in der Richtung des Erbstollens: 1 — Diabas-tuffite und amphibolische Gesteine der Phyllit-Diabas-Serie, 2 — Lagen weißer kristallinischer Kalke inmitten amphibolischer Gesteine, 3 — Quarzdiorit, 4 — basales Konglomerat und Sandstein des Oberkarbons, 5 — oberkarbonische Kalke, durch Siderit, resp. Ankerit verdrängt, 6 — Schiefer-Sandstein-Schichtenfolge des Oberkarbons, 7 — Mylonite und Ultramylonite des Quarzdiorites, 8 — vererzte Abschnitte, 9 — bedeutendere

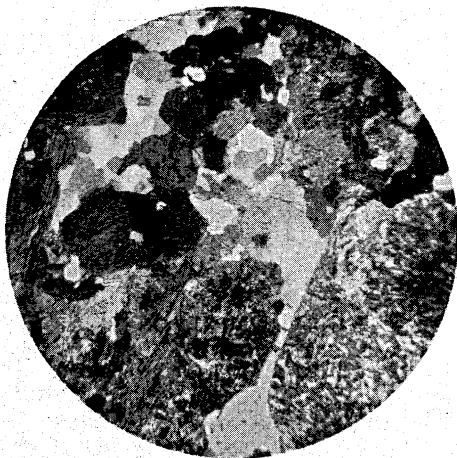
tektonischen Linien. — Abb. 14. Tektonogramm der Schichtung und Schieferung der effusiven und sedimentären Gesteine der Phyllit-Diabas-Serie. — Abb. 15. Tektonogramm der Foliation der Mylonite und Ultramylonite des Quarzdiorites. — Abb. 16. Tektonogramm der Schichtung der Glieder des Oberkarbons. — Abb. 17. Rosendiagramm des Streichens der Bruchverwerfungen und der Spalten (schraffiert — 139 Messungen) und der Erzadern (schwarz — 29 Messungen). — Abb. 18. Ringdiagramm der Bruchverwerfungen und Spalten (schwarze Ringe — 139 Messungen) und Erzadern (weiße Ringe — 29 Messungen). — Abb. 19. Rosendiagramm der Streichrichtung der Schrammen auf den Dislokationsflächen (26 Messungen).

Taf. VI

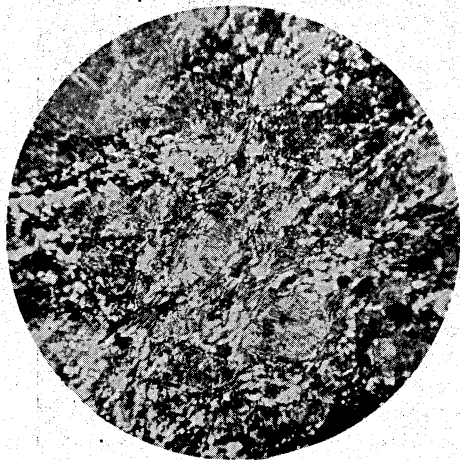
Abb. 1. Amphibolisches Gestein mit lepidoblastischer Struktur. Grüne gemeine Hornblende und Aktinolith wechseln mit Plagioklas- und Quarzstreifen ab. Nikols //, vergr. 80×. Erbstollen 940 m. — Abb. 2. Quarzdiorit. Die Plagioklase sind durch kleine Zoisitkörnchen getrübt. Tafelige gemeine Hornblende, Biotit und Quarz. Das Gestein ist verhältnismäßig wenig durch Dynamometamorphose verändert. Nikols +, vergr. 10×, Durchschlag unter den Steinberg — „Abzweigung zu den Bohrungen“. — Abb. 3. Mylonit des Quarzdiorites. Die Porphyroklaste des Plagioklases sind mit Biotit und Gesteinsgus aus Quarz und Serizit umgeben. Nikols +, vergr. 20×. Grube Georgi VI. Horizont, Westflügel, Durchschlag ins Hangende. — Abb. 4. Ultramylonit des Quarzdiorites. Quarz, Serizit und Karbonate. Nikols +, vergr. 20×. Grube Georgi, V. Horizont.



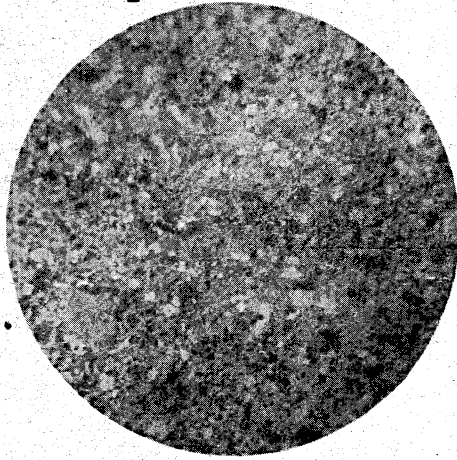
1



2



3



4

Obr. 1. Amfibolická hornina s lepidoblastickou štruktúrou. Zelené obecné amfiboly a aktinolit sa striedajú s prúžkami plagioklasov a kremeňa. Nikoly //, zväčšenie 80 $\times$. Dedičná štôlna 940 m. — Obr. 2. Kremitý diorit. Plagioklasy sú zakalené drobnými zrníčkami zoizitu. Tabuľkovité obecné amfibóly, biotit a kremeň. Hornina je pomerne málo postihnutá dynamometamorfnou premenou. Nikoly +, zväčšenie 10 $\times$. Prekop pod Šteinberg — odbočka k vrtom. — Obr. 3. Mylonit kremitého dioritu. Porfýroklasty plagioklasu sú obtekané biotitom a drvinou kremeňa a sericitu. Nikoly +, zväčšenie 20 $\times$. Baňa Georgi VI. obzor, západné krídlo, prekop do nadložia. — Obr. 4. Ultramylonit kremitého dioritu. Kremeň, sericit a karbonáty. Nikoly +, zväčšenie 20 $\times$. Baňa Georgi, V. obzor.