

Minerálna a geochemická charakterizácia premeny typu pokročilej argilitizácie na Au-porfýrovom ložisku Biely vrch, Slovensko – vrty DVE-10 a DVE-51

Michal Jánošík¹, Peter Uhlík¹, Mária Čaplovičová¹, Jana Madejová² & Ľubica Puškelová³

¹Department of Economic Geology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University in Bratislava, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia; uhlík@fns.uniba.sk

²Institute of Inorganic Chemistry, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 845 03 Bratislava, Slovakia

³Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 845 03 Bratislava, Slovakia

AGEOS Mineral and geochemical characterization of advance argillic alteration of the Biely vrch Au-porphyry deposit, Slovakia – DVE-10 and DVE-51 boreholes

Abstract: The Biely vrch deposit is a new economic Au-porphyry mineralization discovered in Slovakia. The deposit is located in the central zone of the Neogene Javorie stratovolcano, situated in the eastern part of the Central Slovakian Volcanic Field. Au-porphyry deposits represent a relatively new type of deposits of the porphyry group that has a growing importance in the world. The Biely vrch deposit shares many properties typical for Au-porphyry deposits in general. Zones of advanced argillic alteration are the uppermost part of the porphyry system and the youngest alteration. They are spread from surface to depth of several hundred metres in the shape of ledges. Kaolinite was the main clay mineral from studied samples. Its average amount was almost 33 wt %. That value was determined by XRD quantitative analyses of 13 bulk samples from the depth of 2 to 205 m. The amount of kaolinite was ranged from 3 to 54 wt % in the particular samples. Pyrophyllite attends kaolinite as the second clay mineral in the upper part of advanced argillic alteration. Dickite, another index mineral of advanced argillic alteration, occurred with kaolinite more frequently than pyrophyllite but in smaller amount. Almost in half of the studied samples significant presence of illite was identified, part of them belong to intermediate argillic zone. Clay minerals were studied also by electron microscopy and IR spectroscopy. Quartz was determined as the main non-clay mineral. The first mineral quantitative analyses showed big potential to use a product of advanced argillic alteration as a secondary source of silicate raw material with high content of Al₂O₃. Models of distribution of selected elements were prepared simultaneously with mineralogical characterization. Several good correlations were observed of these distributions and alterations and their products.

Keywords: Au-porphyry, Biely vrch, element distributions, clay minerals, Advance argillic alteration, X-Ray diffraction analysis, Surfer 9

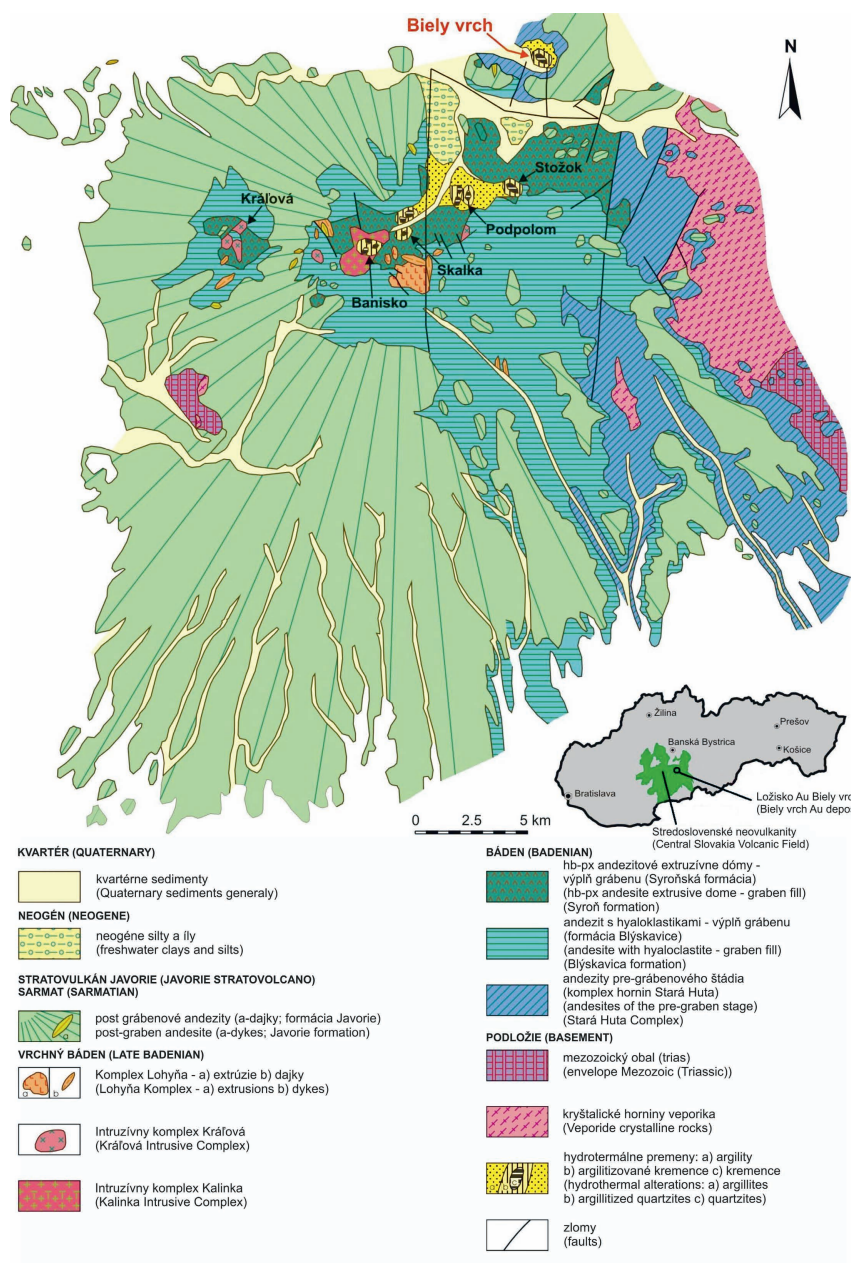
1. ÚVOD

V zmysle práce Titleyho & Beanea (1981) za porfýrové ložiská považujeme rozsiahlejšie vtrúsené mineralizácie, ktoré sú produktom veľkých hydrotermálnych systémov spätých s umiestnením a chladnutím intrúzií porfýrov plytko pod povrchom. Intrúzie sú štokového typu, najčastejšie zhruba cylindrického tvaru. Ich horizontálny prierez je zvyčajne 1–2 km². Hĺbka uloženia pod povrchom býva 2–3 km (Sillitoe, 2000).

Porfýrové ložiská sa vyskytujú po celom svete v rozsiahlych, relatívne úzkych lineárnych metalogenetických provinciách. Prevažne asociujú s mezozoickými až kenozoickými orogénnymi pásmami na západe Severnej a Južnej Ameriky, okolo západného okraja Pacifickej panvy a v tetýdnom orogénnom pásme vo východnej Európe a južnej Ázii. Avšak, dôležité ložiská sa tiež vyskytujú v paleozoických orogénoch v centrálnej Ázii, na východe Severnej Ameriky a v menšom rozsahu v prekambriických teránoch (Sinclair, 2007).

V porfýrových na zlato bohatých ložiskách a ich okolí sa vyskytuje šesť rozšírených typov alterácii silikátových hornín: (a) Ca-Na silikátová premena; (b) K silikátová premena; (c) propylitizácia; (d) stredná argilitizácia; (e) sericitizácia a (f) pokročilá argilitizácia (Meyer & Hemley, 1967). Napriek tomu, že stredoslovenské neovulkanity boli známe prítomnosťou Cu-Au skarnovo-porfýrových a porfýrových ložísk už dlhší čas (Konečný et al., 1977; Štohl et al., 1981, 1986; Burian & Smolka, 1982; Marsina et al., 1995), prítomnosť Au-porfýrov tu predstavuje nový typ rudnej mineralizácie, ktorý sa vyznačuje najnižším Cu/Au pomerom medzi porfýrovými typmi ložísk vo svete (<0,04% Cu/ppm Au na ložisku Biely vrch; Sillitoe, 2000; Sedorf et al., 2005; Koděra et al., 2010).

Ložisko Biely vrch obsahuje nový ekonomický typ Au-porfýrovej mineralizácie, ktorý bol nedávno objavený aj na Slovensku. Ložisko sa nachádza v centrálnej zóne stredno-miocénneho andezitového stratovulkánu Javorie, vo východnej časti stredoslovenských neovulkanitov (Obr. 1). Podrobný prieskum



Obr. 1. Poloha Au-porfýrového ložiska Biely vrch a ostatných magmaticko-hydrotermálnych systémov v andezitovom stratovulkáne Javorie (upravené podľa Kodéra et al., 2010).
Fig. 1. Localization of the Biely vrch Au-porphry deposit and other magmatic-hydrothermal systems in the structural scheme of the Javorie stratovolcano (modified after Kodéra et al., 2010).

a vrtné práce tu boli realizované od roku 2006 firmou EMED Mining Ltd. Pri výpočte zásob sa zistilo, že ložisko obsahuje bilančné obsahy zlata v kategórii zásob Z-2 (17,031 mil. ton rudy pri obsahu 0,82 g/t zlata) a v kategórii zásob Z-3 (14,497 mil. ton pri 0,76 g/t zlata; www.emed-slovakia.com).

Au-porfýrové ložiská predstavujú relatívne nový typ ložisk v kategórii porfýrov a ich význam vo svete stále narastá. Ložisko Biely vrch má mnoho vlastností typických pre Au-porfýrové ložiská. Na základe výsledkov predbežného výskumu je známe, že materská intrúzia je intenzívne ovplyvnená najmä premenou typu strednej argilitizácie, ktorá nahrádza K-silikátovú premenu a v hlbších častiach aj Ca-Na premenu. Zóny s pokročilou argilitizáciou sú situované v najvrchnejšej časti porfýrového systému a predstavujú najmladší typ premeny. Sú rozšírené od povrchu do hĺbky niekoľko sto metrov v tvare zužujúcich sa klinov (Kodéra et al., 2010; obr. 2). Tento typ premeny vzniká pri ~280–360°C,

kde priestorovo asociuje s epitermálnymi vysokosulfidačnými ložiskami Au-Cu (Sillitoe, 2000). Tvoria ju kremeň, alunit, pyrofyilit, kaolinit alebo dickit (v závislosti od teploty) ± topaz, turmalín, andaluzit, diaspor, dumortierit, cordierit, zunyit a APS minerály. Z rudných minerálov sa tu vyskytujú najmä pyrit a rutil. Premena vzniká extrémnym lúhovaním alkalických prvkov veľmi kyslými fluidami pri vysokom pomere fluidum/hornina, pričom takéto fluidá vznikajú v dôsledku varu a kondenzácie pár bohatých na H₂S a SO₂. V prostredí epitermálnych ložisk vysokosulfidačného typu, kde bol veľmi vysoký stupeň teleskopingu, môže pokročilá argilitizácia úplne zatlačiť K – silikátovú premenu, odstrániť všetky silikáty a sulfidy a staršia mineralizácia zostane zachovaná len vo forme jalových kremenných žilníkov.

Základným cieľom tohto príspevku je opísať minerálne zloženie premeny typu pokročilej argilitizácie v dvoch vybraných vrtoch (DVE-10 a DVE-S1), pričom pozornosť je sústredená

na ílové minerály. Vizualným výstupom je korelácia zóny pokročilej argilitizácie s 2D vertikálnymi modelmi distribúcie vybraných prvkov, ktoré boli zostrojené v programe Surfer 9 (Golden software), pričom ako hlavný hodnotiaci parameter vystupujú informácie o minerálnom zložení získané použitím laboratórnych analýz. Takýto typ korelácie je unikátny a môže priniesť významné výsledky použiteľné pre vymedzenie zón s potencionálne ekonomickými zásobami ílovej suroviny ako sekundárneho produktu pri povrchovej ťažbe zlata čo by zvýšilo ekonomický potenciál Au-porfýrového ložiska Biely vrch.

2. GEOLOGICKÁ A LOŽISKOVÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Au-porfýrové ložisko Biely vrch sa nachádza v stredno-miocénom andezitovom stratovulkáne Javorie (Obr. 1; Koděra et al., 2010). Stratovulkán sa nachádza vo východnej časti stredoslovenských neovulkanitov a má pomerne zložitú stavbu s vulkanotektonickými grábenmi a subvulkanickým intruzívnym komplexom. Predneogénne horniny sú zastúpené mladopaleozoickými granitoidmi a vysoko metamorfovanými horninami veporika. Vulkanická aktivita tu prebiehala počas viacerých štádií od spodného bádenu po vrchný sarmat (Konečný et al., 1998; Lexa et al., 2005).

V centrálnej zóne stratovulkánu Javorie sa nachádza šesť magmaticko-hydrotermálnych systémov vzťahujúcich sa k subvulkanickým andezitovým a dioritovým intrúziám patriacich do komplexov Kráľová a Kalinka. Au-porfýrové ložisko Biely vrch zastupuje najsevernejší systém umiestnený v relatívne plytkej severovýchodnej časti vulkanotektonického grábenu (Obr. 1). Nachádza sa v centrálnej časti poklesnutého bloku s odhadnutou hĺbkou podložia okolo 500 m (Konečný et al., 1988). Primárna intrúzia Au-porfýrového ložiska Biely vrch bola umiestnená do komplexu Starej Huty a nachádza sa v centrálnej časti magmaticko-hydrotermálneho systému. Prevažne je tvorená biotiticko-amfibolickým andezitovým/dioritovým porfýrom a je rozšírená smerom nadol až po kryštalinikum veporika. Rozsiahla premena prekrýva primárne horninové zloženie, ale forma a petrografické zloženie intrúzie zostáva aspoň čiastočne predpokladateľné. Rôznorodosť v štruktúre základnej hmoty naznačuje pravdepodobný prechod z dioritového porfýru v centrálnej časti intrúzie do andezitového porfýru smerom k okrajom intrúzie (Koděra et al., 2010). Intrúzia aj okolité andezity sú intenzívne postihnuté premenami, z ktorých dominuje premena typu strednej argilizácie, reprezentovaná illit-smektitom, illitom, chloritom a pyritom. S rôznou intenzitou zatláča staršiu vyššie teplotnú K-silikátovú premenu (K-živce, biotit a magnetit/pyrotit) a v hlbších častiach systému Ca-Na silikátovú premenu (intermediárny až bazický plagioklas, aktinolit a epidot). Propylitická/chloritická premena (smektit, chlorit-smektit/corrensit, chlorit, kremeň a pyrit) reprezentuje vonkajšiu zónu systému. Zóny pokročilej argilizácie (pyrofyilit, dickit, kaolinit, pórovitý kremeň ± pyrit a alunit) patria do najmladšieho štádia premien (Koděra et al., 2009). Na základe výsledkov geochemických analýz z lokality Biely Vrch je zrejme, že v oblastiach intenzívnej premeny vplyvom kyslého lúhovania dochádzalo k odnosu alkálií a vzniku

kaolinitu a pyrofyilitu zatláčajúcich magmatické minerály a produkty starších premien. Kým obsah hlavných prvkov (Ca, Na, Mg, K a Fe) je nízky, obsah Al je relatívne zvýšený. V oblastiach najintenzívnejšej premeny došlo aj k odnosu hliníka za vzniku zón s dominantným poréznym kremeňom (v študovanom vrte v hĺbkach 200, 228 a 260 m). Takéto prejavy sú typické aj pre iné lokality vo svete, kde je prítomná pokročilá argilitizácia (Sillitoe, 2000; Žitňan, 2010).

Je tu zastúpených niekoľko generácií žiliek, ale kremenné žilky sú najbežnejšie. Niektoré majú páskovanú textúru spôsobenú vysokým obsahom fluidných inklúzií a magnetitových zŕn mikrometrových rozmerov. Centrálné časti niektorých žiliek sú vyplnené pyritom, chalkopyritom ± magnetitom, markazitom, galenitom a sfaleritom. Zlaté zrná sa zvyčajne vyskytujú v okolí žiliek v alterovaných horninách spolu s illitom, illit-smektitom, chloritom, K-živcom a magnetitom (Koděra et al., 2009).

3. METODIKA

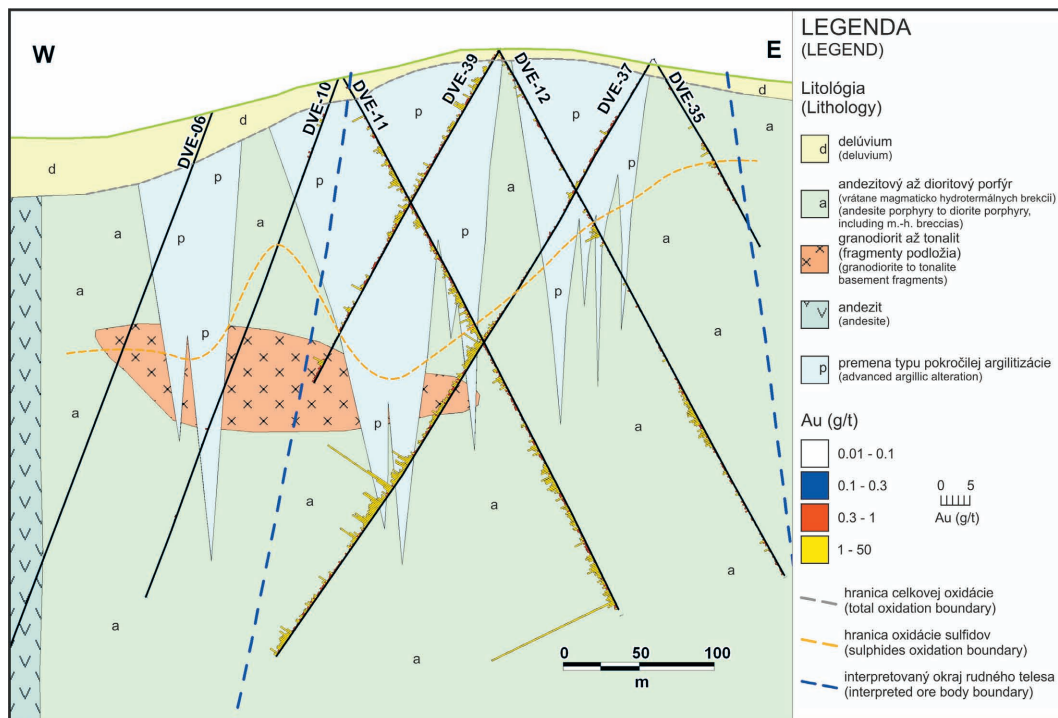
Charakterizácia študovaných vzoriek bola realizovaná nasledujúcimi technikami:

(a) RTG prášková difrakčná analýza orientovaných preparátov a celohorninová analýza boli vykonané na difraktometri Philips PW 1710 (CuK α žiarenie s grafitovým monochromátorom, napätie 35 kV, prúd 20 mA, rýchlosť čítania 0,02°/0,8 s [orientovaný preparát] a 0,02°/2 s [celohorninová analýza]). Vzorky pre kvantitatívnu analýzu boli mleté v mlyne McCrone Micronising Mill s vnútorným štandardom Al₂O₃ pod 20 μ m. RTG údaje boli prekonvertované na hm. % minerálov použitím programu RockJock (Šrodoň et al., 2001; Eberl, 2003; Uhlík et al., 2012). V troch prípadoch bola hodnota fitu (porovnávanie modelu s nameraným difrakčným záznamom) výraznejšie nad úrovňou 0,1, ktorá je hranicou akceptovateľnosti kvantitatívnej analýzy. Problém nastal pravdepodobne z dôvodu prítomnosti pyrofyilitu vo vzorke, keďže pri vyhodnocovaní výsledkov sa zistilo, že pyrofyilit, ktorý bol v programe RockJock použitý ako štandard bol kontaminovaný kremeňom a súčasne sa aj tento pyrofyilit nezhoduje v dostatočnej miere s pyrofylitom vyskytujúcim sa v Javorí (Jánošík, 2012). Preto sme pri týchto troch vzorkách určili len semikvantitatívne zloženie a neskôr budú tieto vzorky opäť analyzované už s použitým štandardom pyrofyilitu, ktorý pochádza z Javoria.

(b) Na spresnenie informácií o mineralogickom zložení vzoriek a kryštalochemickom charaktere ílových minerálov sa použila infračervená (IČ) spektroskopia. Spektrá sa merali na FTIR (Fourier Transform Infrared) spektrometri Nicolet Magna 750 pomocou techniky lisovaných KBr tabletiiek (Madejová, 2003; Pentrák et al., 2012).

(c) Riadkovacia elektrónová mikroskopia (SEM) bola použitá na určenie chemického zloženia, tvaru minerálov a ich vzájomného vzťahu. Na identifikáciu minerálov bola použitá EDS analýza. Malé kúsky vzoriek boli pozorované na prístroji JEOL JXA-840A v režime sekundárnych elektrónov (SE).

(d) Metóda, ktorou boli získané geochemické údaje poskytnuté firmou EMED Slovakia, s.r.o., sa bližšie spomína v práci Hanes et al. (2010). Tieto údaje sme spracovali v programe Surfer



Obr. 2. Geologický rez Au-porfýrovým ložiskom Biely vrch (Hanes et al., 2010).

Fig. 2. Geological cross section of the Biely vrch Au-porphyry deposit (Hanes et al., 2010).

9 (Golden Software). Pre tvorbu modelov distribúcie prvkov bol vybraný už existujúci geologický rez „700“ s približným vyčlenením premenených zón. Nachádzajú sa tu vrty: DVE-06, DVE-10, DVE-11, DVE-40, DVE-39, DVE-12, DVE-38, DVE-37 a DVE-35 (Obr. 2, 3). Pre tvorbu izoliniových máp boli vybrané tieto prvky: Al, Fe, Na, K, Ca, Mg, Cu, Au a S.

Pred samotnou tvorbou 2D modelu boli údaje z vrtov upravené v programe Microsoft Excel na základe strednej hodnoty (medián) pre každých 20 m, aby sa zabránilo prílišnému prehusteniu dát. To by v konečnom dôsledku znehodnotilo výsledný model, lebo by dochádzalo k tvorbe výrazných anomálií, ak by v 1 m z 20 m obsah prvku mnohonásobne prevyšoval zvyšnú časť. V tomto smere má medián výhodu aj oproti aritmetickému priemeru, ktorý by taktiež nedokázal celkom zabrániť tvorbe nežiaducich anomálií.

Ďalším krokom bola tvorba súradnicovej siete (gridu) v programe Surfer 9 na základe, ktorého sa vykreslí 2D model, kde je na základe izolinií znázornená distribúcia prvku vybraného pre daný model. Vstupné dáta pre tvorbu gridu boli pripravené v programe Microsoft Excel a obsahovali súradnice X (zemepisná šírka), Y (hĺbka) a Z (obsah prvku). Dôležitý krok pri tvorbe gridu je voľba interpolačného algoritmu, ktorým z nepravidelne usporiadaných bodov tvoríme pravidelnú mriežku, ďalej použitú pre analýzu a vizualizáciu. V tomto prípade aj po konzultácii s RNDr. Petrom Paudišom, PhD. bola použitá lineárna metóda kríging, ktorý predstavuje univerzálny geostatistický algoritmus, vhodný pre väčšinu úloh tohto charakteru. Kríging je geostatistickou metódou odhadu. Odhady sú počítané na základe vážených lineárnych priemerov, kde je pre každé miesto optimalizovaná

sústava váh tak, aby mal výsledný odhad čo najmenšiu chybu (rozptyl odhadu; Brunčák, 2011).

Z vyhotoveného gridu už bolo možné vytvoriť výslednú mapu izolinií, ktorá bola upravená podľa našich potrieb. Sem bol pridaný priebeh vrtov zobrazený v bodoch, ktoré predstavujú vyrátané stredné hodnoty obsahu daného prvku pre každých 20 m. Po niekoľkých vizuálnych úpravách je takto vyhotovený model pripravený na interpretáciu.

Hotové modely boli prekryté už existujúcim geologickým rezom (Hanes et al., 2010), kde sú znázornené zóny premien na Au-porfýrovom ložisku Biely vrch. V programe Corel Draw boli prekreslené obrysy premenených zón na naše zhotovené modely distribúcie prvkov čo umožňuje lepšiu koreláciu ich obsahu s premenami prítomnými na ložisku.

4. MATERIÁL

4.1. Vrt DVE-10

Z tohto vrtu boli vybrané vzorky z hĺbok: 2, 8, 15, 16, 59, 88, 228 a 277 m. Všetky skúmané vzorky vo vrte DVE-10 a DVE-51 predstavujú pravdepodobne premenený andezitový porfýr. Vzorky z hĺbky 2 a 8 m tvoria jemnozrnná mäkká intenzívne premenená vybielená hornina. Klasty bielej farby dosahujú veľkosť 2–5 mm. Hornina je tvorená z väčšej časti ílovou hmotou. Vzorky z hĺbky 15 a 16 m sú už kompaktné a vryp je možný len kladivom. V oboch vzorkách sú hnedožlté náteky oxyhydroxidov železa a kremenné žilky. Vo vzorke z hĺbky 15 m sú biele

a tmavé klasty s veľkosťou okolo 1 mm. Vo vzorke z hĺbky 16 m sú len biele klasty s veľkosťou 1–3 mm. V oboch vzorkách bola zaznamenaná prítomnosť ílovitej hmoty. Vzorka z hĺbky 59 m má 3 odlišné zóny:

1. zóna: kompaktná, jemnozrnná, premenená, vybielená hornina s bielymi porfyrickými výrastlicami o veľkosti 1–2 mm. Vryp je možný len kladivom;

2. zóna hnedo bordovej farby predstavuje lem okolo jednej z dvoch prasklín, ktoré pretínajú vzorku;

3. zóna obaľuje 2. zónu a je žltohnedej farby.

Zóny 2 a 3 sú silicifikované. Vzorka z hĺbky 88 m predstavuje mäkkú nekompaktnú intenzívne premenenú horninu svetlo žltej farby. V hornine boli zaznamenané žltkasté náteky a ílovitá hmota. Vzorka z hĺbky 228 m predstavuje jemnozrnnú kompaktnú premenenú horninu bledo sivej farby. V hornine sa nachádzajú klasty vyplnené mäkkou ílovitou hmotou so svetlo zeleným odtieňom (1–15 mm) a kremenné žilky. Vzorka z hĺbky 277 m predstavuje jemnozrnnú vybielenú čiastočne kompaktnú/drobnú premenenú horninu. Horninou prechádza kremenná žilka a nachádzajú sa tu klasty kremeňa s veľkosťou 1–3 mm. Ďalej bola zaznamenaná prítomnosť ílovitej hmoty a žltkasto hnedých nátekov.

4.2. Vrt DVE-51

Z tohto vrtu boli vybrané vzorky z hĺbok: 7, 28, 47,5, 57, 133, 139, 154, 205 a 208 m. Vzorky z hĺbky 7, 28, 47,5 a 57 m sú tvorené jemnozrnnou kompaktnou vybielenou premenenou horninou. Vryp je možný len kladivom. Vzorkami z hĺbky 7 a 28 m prechádza zoxidovaná žilka. Vo všetkých štyroch vzorkách sa nachádzajú biele klasty tvorené ílovými minerálmi s veľkosťou približne 1–3 mm. Vo vzorke z hĺbky 47,5 m sa nachádza žilka bielej farby, tvorená ílovými minerálmi a zoxidované hnedožlté zóny, ktoré sú aj vo vzorke z hĺbky 57 m. V tejto vzorke sa tiež nachádza kremenná žilka. Vzorky z hĺbky 133 a 139 m sú tvorené jemnozrnnou kompaktnou vybielenou premenenou horninou.

Vryp je možný len kladivom. V hornine sa nachádzajú biele klasty (1–3 mm) a biele žilky miestami s hrúbkou aj 3 mm, ktoré sú vyplnené ílovými minerálmi. Ďalej sa tu nachádzajú krátke tenké kremenné žilky. Vzorka z hĺbky 154 m je tvorená jemnozrnnou kompaktnou premenenou horninou hnedej farby. Vo vzorke sa nachádzajú drobné vybielené zrná (do 12 mm) a sivohnedé žilky (pravdepodobne oxyhydroxidy Fe). Vzorka z hĺbky 205 m je tvorená jemnozrnnou kompaktnou premenenou vybielenou horninou s prítomnosťou pseudobrekcie ílového charakteru a tenkých kremenných žiliek. Vzorka z hĺbky 208 m je tvorená jemnozrnnou kompaktnou premenenou horninou tmavo šedej farby so zeleným nádychom. Hornina sa výrazne odlišuje od vzorky z hĺbky 205 m. Vo vzorke sa nachádzajú tmavé zrná s veľkosťou okolo 1 mm.

5. VÝSLEDKY

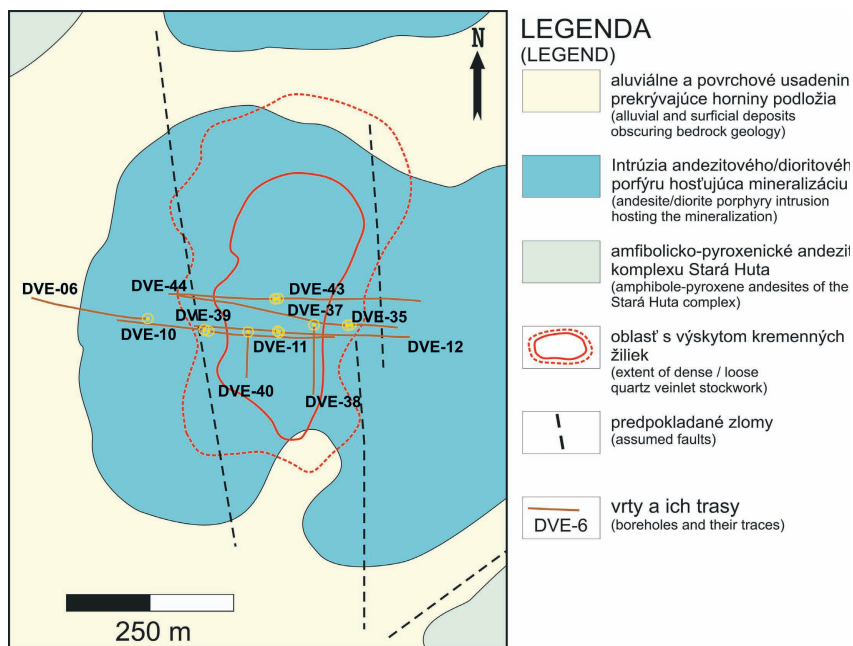
5.1. Optická mikroskopia v prechádzajúcom svetle

Štúdiom výbrusov vzoriek z vrtu DVE-10 bola zaznamenaná výrazná porušenosť pôvodnej štruktúry minerálov. Mnohé primárne minerály sú premenené a postupne nahrádzané sekundárnymi ílovými minerálmi. Ideálny príklad premeny bol zaznamenaný vo vzorke DVE-10 z hĺbky 15 a 16 m. V oboch vzorkách je pôvodný minerál (zrejme plagioklas) nahradený ílovou zložkou (Obr. 4). Po korelácii výsledkov z elektrónovej bodovej mikroanalýzy s premeneným zrnom, ktoré bolo pozorované pod mikroskopom v prechádzajúcom svetle bola určená ílová zložka ako kaolinit. Ďalej bol pozorovaný kremeň, ktorý je rozšírený po celej vzorke a pomerne často bol nachádzaný aj turmalín a rutil rovnako rozšírený v oboch vzorkách (identifikované pomocou mikrosondy; Jánošík, 2012).

Vzorka DVE-10 z hĺbky 228 m už nedisponuje tak výraznými znakmi premeny typu pokročilej argilitizácie ako predchádzajúce

Obr. 3. Plošné zobrazenie distribúcie vrtov na Au-porfýrovom ložisku Biely vrch, ktoré boli použité v geologickom reze 700 (upravené podľa Lexa et al., 2007).

Fig. 3. Spatial distribution of the exploratory boreholes in the Biely vrch Au-porphyry deposit, which were used in the geological cross section 700 (modified after Lexa et al., 2007).

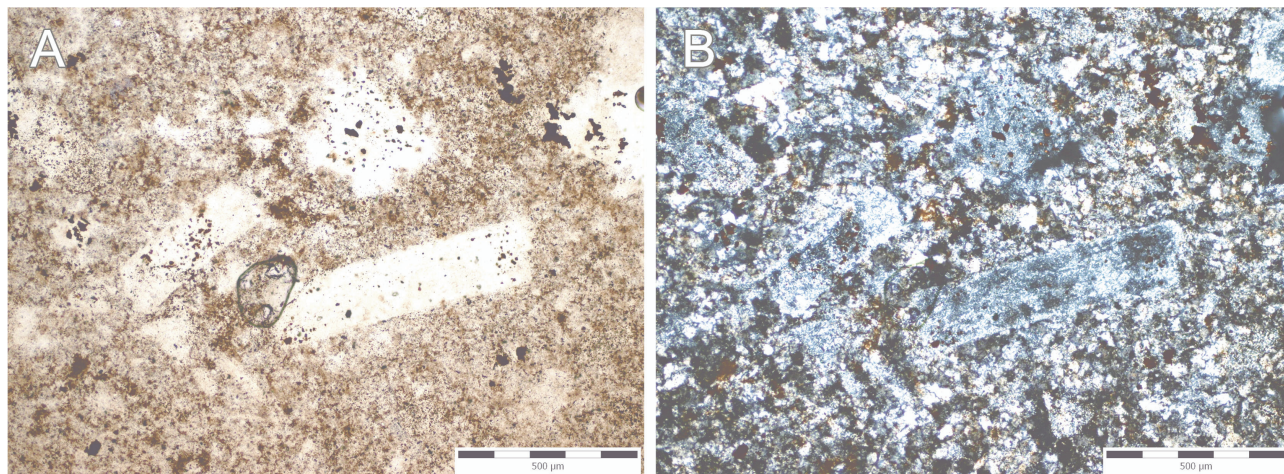


vzorky z nadložia. Kremeň je zastúpený vo väčšej miere a jemnozrnná hmota medzi jeho zrnami je tvorená illitom, chloritom a v menšej miere aj rutilom. Vzorkou prechádza žilka s ílovou výplňou. Lokálne sa vo vzorke nachádzajú malé zóny so znakmi výraznejšej premeny so sférickými útvarmi tvorenými krátkymi ihličkovitými kryštálmi illitu, ktorý bol identifikovaný pomocou mikrosondy.

5.2. Optická mikroskopia v prechádzajúcom svetle

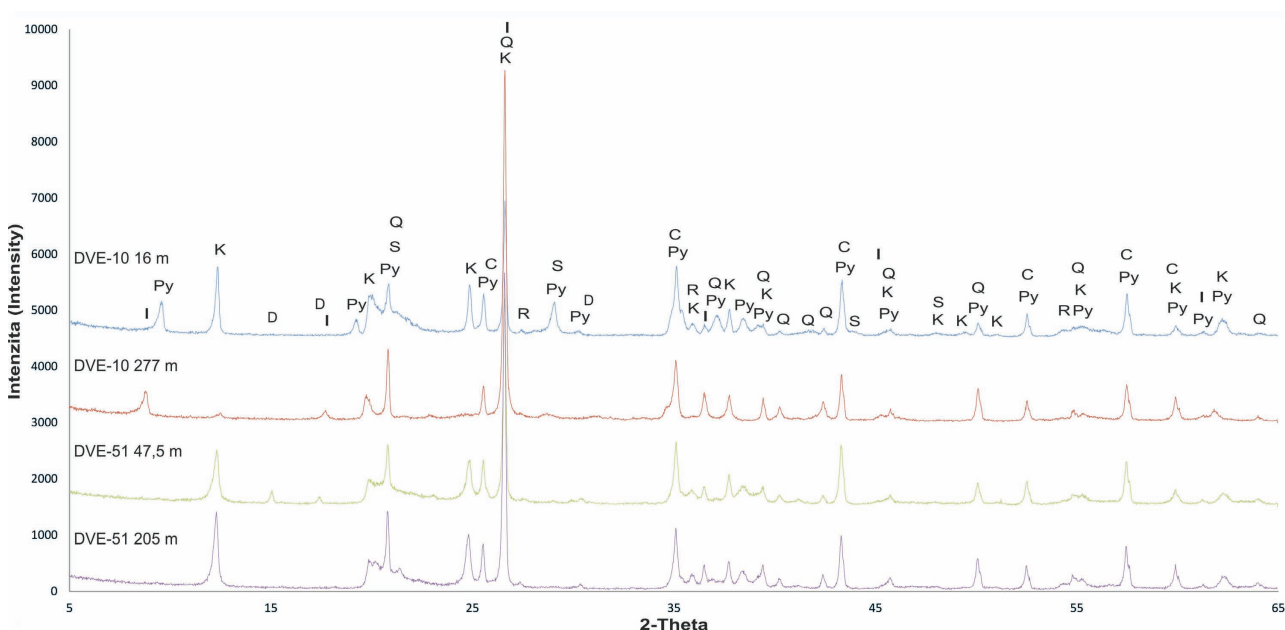
5.2.1. RTG prášková difrakčná analýza

Celohorninová analýza bola vykonaná na 16 vzorkách z oboch študovaných vrtov v hĺbkovom rozsahu 2 až 277 m resp. 7 až 208 m (Tab. 1; obr. 5). Ako najčastejšie sa vyskytujúce minerály boli identifikované kremeň a kaolinit so zastúpením vo všetkých skúmaných vzorkách. Percentuálne zastúpenie kremeňa sa pohybuje od 14,4 po 55,7 hm. %. Obsah kaolinitu sa pohybuje v 11 študovaných vzorkách od 20,4 do 54,7 hm. %. Nižší obsah



Obr. 4. Fotografie z optickej mikroskopie v prechádzajúcom svetle z vrtu DVE-10 16 m. Pozdĺžne zrná primárneho minerálu (pravdepodobne plagioklas) sú premenené a na ich mieste sa tvoria ílové minerály (kaolinit; Jánošík, 2012). Mikrofotografia A je vytvorená pri paralelných nikoloch a B pri skrížených nikoloch.

Fig. 4. Microphotographs from transmitted light microscopy of samples from DVE-10 borehole 16 m (A: IIN, B: XN). Longitudinal grains of primary mineral (probably plagioclase) are altered and replaced by clay minerals (kaolinite, Jánošík, 2012).

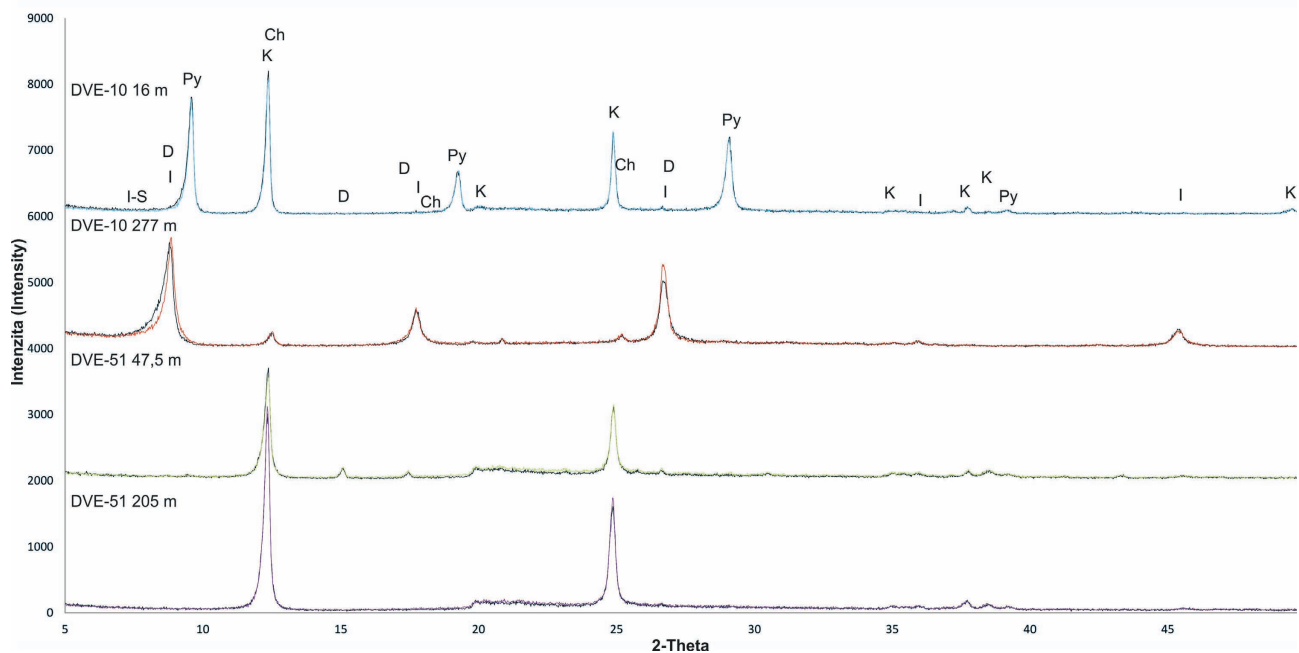


Obr. 5. RTG záznamy z celohorninovej analýzy vzoriek z vrtov DVE-10 a DVE-51. Význam skratiek: I – illit, K – kaolinit, Py – pyrophyllit, Q – kremeň, R – rutil, D – dumortierit, C – korund (predstavuje pridaný štandard do vzorky).

Fig. 5. Selected XRD records from quantitative XRD analyses (bulk fraction) from DVE-10 and DVE-51 boreholes. Legend: I – illite, K – kaolinite, Py – pyrophyllite, Q – quartz, R – rutile, D – dumortierite, C – corundum (represents inner standard added into the analysed samples).

Tab. 1. Tabuľka s údajmi z kvantitatívnej RTG difrakčnej analýzy zobrazujúca zaznamenané minerály a ich percentuálne zastúpenie v rôznych hĺbkach vrtnov DVE-10 a DVE-51. Tab. 1. Table with quantitative XRD data showing recorded minerals and their percentage in various depths of DVE-10 and DVE-51 boreholes.

Vzorka (Sample)	DVE-10	DVE-10	DVE-10	DVE-10	DVE-10	DVE-10	DVE-10	DVE-10	DVE-51	DVE-51	DVE-51	DVE-51	DVE-51	DVE-51	DVE-51	DVE-51	DVE-51
	2m	8m	15m	16m	59m	88m	228m	277m	7m	28m	47.5m	57m	139m	154m	205m	208m	
Minerál (Mineral)	hmot. % (wt.%)	hmot. % (wt.%)	hmot. % (wt.%)	hmot. % (wt.%)	hmot. % (wt.%)	hmot. % (wt.%)	hmot. % (wt.%)	hmot. % (wt.%)	hmot. % (wt.%)	hmot. % (wt.%)	hmot. % (wt.%)	hmot. % (wt.%)	hmot. % (wt.%)	hmot. % (wt.%)	hmot. % (wt.%)	hmot. % (wt.%)	hmot. % (wt.%)
Kremeň (Quartz)	32,4	35,9	22,4	14,4	51,6	32,1	50,0	47,2	54,9	46,2	24,8	50,1	55,7	44,5	1,8	35,1	36,3
K živec (K-feldspar)	1,0	x	x	x	x	x	x	x	x	0,9	3,6	x	x	x	x	x	x
Plagioklas (Plagioclase)	x	x	x	x	1,1	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Kaolinit (Kaolinite)	24,5	20,4	35,1	52,1	41,0	25,3	3,2	0,8	2,5	14,0	54,6	29,8	29,6	42,1	54,7	4,9	4,9
Dickit (Dickite)	14,5	x	2,5	x	1,4	x	x	x	x	3,4	3,5	1,1	4,8	7,2	1,9	1,3	1,3
Smektit (Smectite)	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	27,5
Illit-Smektit (Illite-Smectite)	x	?	x	x	x	?	?	?	x	x	?	?	x	x	x	?	?
Illit (Illite)	x	42,7	11,6	x	x	16,4	37,5	49,2	x	34,3	x	x	x	x	x	x	0,9
Biotit (Biotite)	0,6	x	x	x	x	21,7	1,4	x	x	x	2,3	1,9	x	x	x	x	13,7
Pyrofyilit (Pyrophyllite)	21,5	x	16,2	12,3	x	x	8,0	x	28,7	x	x	8,3	x	x	x	x	8,6
Chlorit (Chlorite)	x	x	x	x	x	x	x	2,3	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Pyrit (Pyrite)	x	x	x	x	x	1,6	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Anhydrit (Anhydrite)	x	x	x	x	x	0,5	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Sádrovec (Gypsum)	x	x	3,6	4,4	x	0,9	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Alunite (Alunite)	x	x	x	x	x	0,2	x	x	x	x	x	1,2	7,9	2,1	x	x	x
Dumortierit (Dumortierite)	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	?	x	x	x	x	x	x
Magnezit (Magnetite)	x	x	1,4	x	x	x	x	x	4,8	x	0,5	x	x	x	x	x	4,5
Goethit (Goethite)	2,1	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Rutil (Rutile)	x	0,6	0,6	0,7	0,5	x	x	x	x	x	x	x	x	98,2	0,7	x	x
Andalusit (Andalusite)	x	x	x	x	x	x	x	x	1,4	x	x	x	x	x	x	x	x
Turmalin (Tourmaline)	x	x	6,3	11,9	3,6	x	x	x	1,8	x	3,2	x	x	1,5	2,0	x	x
Mordenit (Mordenite)	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	0,9
Augit (Augite)	x	x	x	1,8	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Diaspor (Diaspore)	1,5	x	x	1,4	x	x	x	x	x	x	0,7	x	x	x	x	x	x
Enstatit (Enstatite)	1,3	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Ostatné minerály (Other minerals)	0,5	0,4	0,3	1,1	0,8	1,3	x	0,5	5,8	1,2	6,8	7,6	2,0	1,6	5,6	x	1,4



Obr. 6. RTG záznamy orientovaných preparátov z vrtov DVE-10 a DVE-51. RTG difrakčný záznam čiernej farby predstavuje pôvodnú vzorku pred nasýtením etylénglykolom a farebný po nasýtení. Význam skratiek: I – illit, I-S – illit-smektit, Sm – smektit, K – kaolinit, D – dumortierit, Py – pyrofylyt, Q – kremen, Ch – chlorit.

Fig. 6. Selected XRD records from analyses of oriented specimens from DVE-10 and DVE-51 boreholes. Black XRD record represents former specimen before ethylene glycol saturation and record in various colours represents specimen after saturation. Legend: I – illite, I-S – illite-smectite, K – kaolinite, Py – pyrophyllite, Q – quartz, Ch – chlorite, R – rutile, D – dumortierite, C – corundum.

kaolinitu 0,8–14 hm. % je v štyroch prípadoch spojený s vyšším obsahom, cez 30 hm. %, illitu resp. zmiešanovrstevnatého illit-smektitu. V jednom prípade je obsah kaolinitu 2,54 hm. % doprevádzaný vyšším obsahom pyrofylytu (Tab. 1). Prítomnosť dicktitu (minerál zo skupiny kaolinitu) bola vo vrte DVE-10 zaznamenaná v troch vzorkách z hĺbky 2, 15 a 59 m. So zvyšujúcou sa hĺbkou dochádza k zníženiu obsahu dickitu zo 14,52 hm. % na 1,4 hm. %. Oproti tomu je dickit vo vrte DVE-51 nepravidelne zastúpený s kolísavým obsahom v rôznych hĺbkach. Illit v skúmaných vzorkách z vrtu DVE-10 je takmer vždy sprevádzaný illit-smektitom. Pomocou kvantitatívnej analýzy nebolo možné zistiť percentuálne zastúpenie illit-smektitu vo vzorkách, avšak jeho podiel je súčasťou zisteného množstva illitu. Vo vrte DVE-51 je možné pozorovať výraznejšiu zmenu v zastúpení illit-smektitu a illitu. Illit bol zaznamenaný len v dvoch vzorkách: DVE-51 28 m (34,3 hmot. %) a DVE-51 208 m (0,9 hm. %). Illit je sprevádzaný illit-smektitom len vo vzorke z hĺbky 208 m a súčasne tu bola zaznamenaná aj prítomnosť smektitu resp. illit-smektitu $R = 0$, ktorý sa v iných vzorkách nenašiel. Pyrofylyt bol zaznamenaný v hĺbkovom rozsahu 2–57 m s trendom poklesu jeho obsahu z 21,44 hm. % na 8,3 hm. % smerom do hĺbky. Na základe analýz sa ukazuje, že s rastúcou hĺbkou je prítomnosť chloritu častejšia. Vo vzorkách sa začína vyskytovať od hĺbky 208 m. V prípade vzorky DVE-51 154 m bola analyzovaná len žilná výplň sivohnedej farby, ktorá sa v analýze preukázala ako goethit. Ostatné nájdené minerály sú v Tab. 1, no treba pripomenúť, že minerály, ktorých obsah predstavuje menej ako 1 hm. % nemusia byť reálne vo vzorke prítomné z dôvodu nepresnosti

merania pri veľmi nízkych obsahoch (to isté platí aj pre výsledky analýz z vrtu DVE-51).

5.2.2. Kvalitatívna analýza orientovaných preparátov z vrtu DVE-10 a DVE-51

Pri tejto analýze boli skúmané rovnaké vzorky ako pri celohorninovej analýze okrem vzorky DVE-10 48 m, ktorá sem bola pridaná a vzorky DVE-51 154 m, ktorá predstavovala žilnú výplň tvorenú goethitom a tak z nej nebol pripravený orientovaný preparát. Orientované preparáty boli pripravené pre lepšiu identifikáciu ílových minerálov. Identifikované ílové minerály zodpovedajú výsledkom z celohorninovej analýzy (Obr. 6). Dominantným minerálom bol kaolinit, sprevádzaný pyrofylytom resp. illitom. Prítomnosť illit-smektitu s usporiadaním $R > 0$ (cf. Reynolds, 1980) bola zaznamenaná vo vzorkách z vrtu DVE-10 z hĺbok 8, 88, 228 a 277 m a prítomnosť smektitu (alebo illit-smektitu $R = 0$) bola zaznamenaná vo vzorke DVE-51 208 m na základe posunu RTG difrakčných maxim patriacich expandujúcim fázam po nasýtení etylénglykolom (Obr. 6).

5.3. Riadkovacia elektrónová mikroskopia

Pri vzorke DVE-10 z hĺbky 16 m bolo našou snahou pozorovať morfológiu pyrofylytu a kaolinitu a pokúsiť sa ich navzájom odlišiť. Oba minerály tu tvoria vzájomne oddelené zóny, z ktorých výrazne prevláda zóna s pyrofylytom. Pyrofylyt tvoria nepravidelné chaoticky usporiadané lupene s veľkosťou približne pod 10 μm . Zóny s kaolinitom sú zriedkavejšie a jeho typické

pseudohexagonálne tvary sú tiež značne porušené. Veľkosť kryštálov sa pohybuje väčšinou do 5 μm .

Vzorka DVE-10 z hĺbky 59 m obsahovala v RTG zázname z orientovaného preparátu len kaolinit. Pri SEM analýze bola táto skutočnosť potvrdená. Kaolinity tu dosahujú veľkosť približne 4 μm (Obr. 7). Sú dobre vykryštalizované s idiomorfným ohraničením s typickým pseudohexagonálnym tvarom kryštálov a tvoria prevažnú časť vzorky. Okrem prítomnosti idiomorfných kryštálov kaolinitu sme zaznamenali aj niekoľko väčších zŕn (40 až 50 μm) so znakmi vylúhovania (Obr. 7). Chemické zloženie naznačuje že sa jedná o kaolinit hoci primárne to bol zrejme biotit čo naznačuje veľkosť a tvar zrna. Mimo ílových minerálov boli identifikované aj kremeň a topás (Obr. 7) vo vzorke DVE-10 z hĺbky 88 m aj sadrovec, turmalín a biotit (cf. Jánošík, 2012).

5.4. IČ spektroskopia

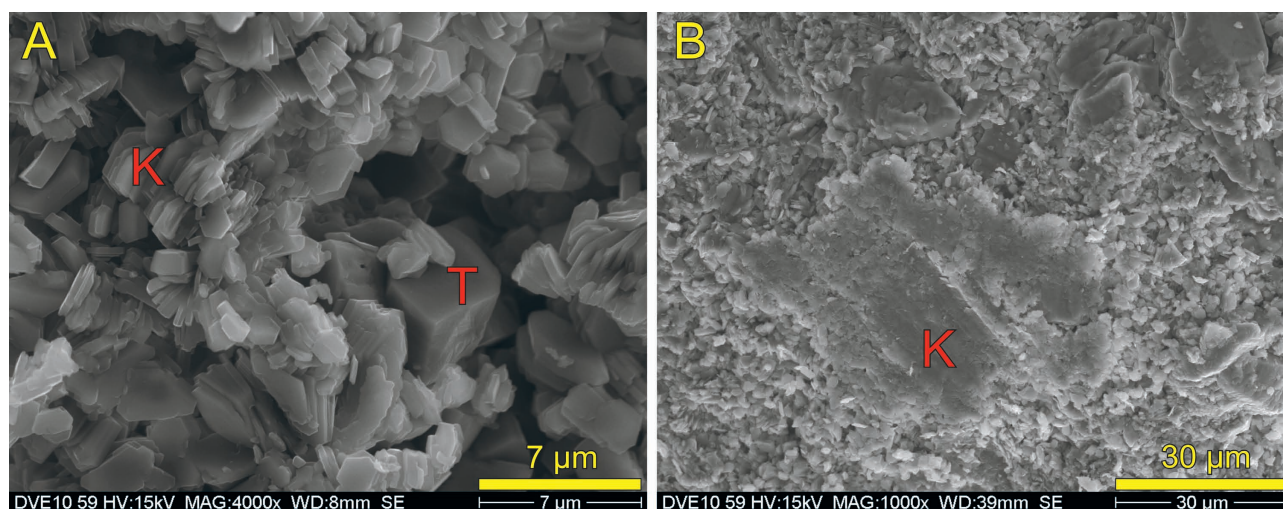
Na charakterizáciu ílových minerálov – kaolinitu a pyrofyritu sa použila aj infračervená spektroskopia. Kaolinit z Bieleho vrchu sa porovnal s kaolinitovým štandardom KGa-2, ktorý má relatívne dobre usporiadanú štruktúru (van Olphen & Fripiat, 1979; Madejová & Komadel, 2001). Na obr. 8 sú takmer identické spektrá porovnávaných kaolinitov, čo poukazuje na dobrú usporiadanosť aj kaolinitov z Bieleho vrchu. Pre takéto kaolinity sú charakteristické štyri pásy valenčných OH vibrácií v oblasti 3700–3620 cm^{-1} a dva OH deformačné pásy pri 937 a 914 cm^{-1} (Russell & Fraser, 1994). IČ spektrum vzorky s dominujúcou prítomnosťou pyrofyritu poukazuje tiež na dobre usporiadanú štruktúru pyrofyritu, pre ktorú je charakteristický pás valenčnej OH vibrácie pri 3675 cm^{-1} a rozšírený pás valenčných SiO vibrácií v oblasti 1150–1000 cm^{-1} (Obr. 8). Keďže v spektre sa

nenachádza absorpčný pás pri 3660 cm^{-1} , zodpovedajúci vibrácii $\text{AlFe}^{3+}\text{OH}$ je veľmi pravdepodobné, že pyrofyrit neobsahuje štruktúrne Fe. Prítomnosť kaolinitu v tejto vzorke potvrdzuje pás OH valenčných vibrácií pri 3622 cm^{-1} a náznak pásu okolo 3695 cm^{-1} (Russell & Fraser, 1994).

6. DISKUSIA

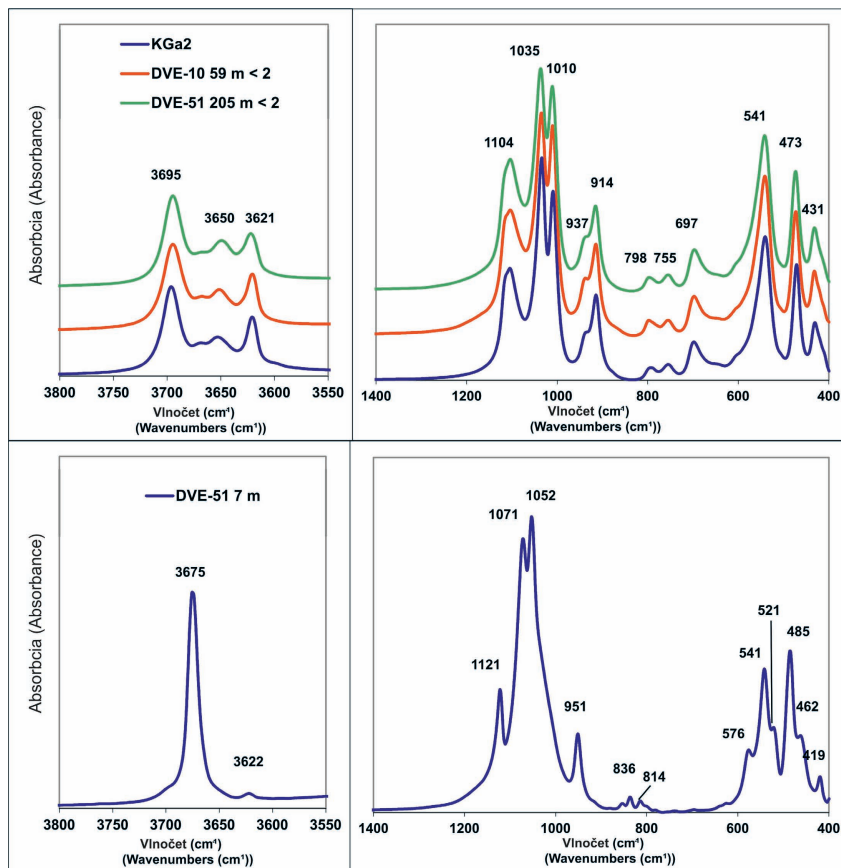
6.1. Charakterizácia minerálneho zloženia vo vrtoch DVE-10 a DVE-51

Naším cieľom bolo charakterizovať minerálne zloženie a distribúciu zóny pokročilej argilitizácie na Au-porfýrovom ložisku Biely vrch v dvoch vybraných vrtoch. Tento typ premeny je prítomný v najvrchnejších častiach porfýrových systémov, kde tvorí plošne rozsiahle litologické čiapky. Vytvára sa počas celej doby formovania premien v porfýrovom systéme. Postupne však dochádza k erózii tejto zóny a tak zostávajú zachované len mladšie štádia, ak nedôjde k úplnému zredukovaniu. Vo všetkých ložiskách, kde sú zachované takéto litologické čiapky je jasne viditeľné, že pokročilá argilitizácia zatlačila K-silikátovú premenu, propylitizáciu a strednú argilitizáciu (Sillitoe, 2000). Koděra et al. (2010) a Hanes et al., (2010) tiež opísali premenu typu pokročilej argilitizácie na ložisku Biely vrch ako najvrchnejšiu a najmladšiu zónu premien, ktorá na povrchu tvorí dve rozsiahle, štruktúrne kontrolované zóny dlhé niekoľko sto metrov. Smerom do hĺbky postupne vyklíňujú a v hlbších častiach ložiska sú už len úzke zóny s hrúbkou od decimetrov až po prvé desiatky metrov. Pokročilá argilitizácia tu je naložená na staršie typy premien, najmä na strednú argilitizáciu a K-silikátovú



Obr. 7. Detailné SEM fotografie vzorky z vrtného jadra DVE-10 z hĺbky 59 m. A) písmeno K označuje zónu s pravidelne usporiadanými pseudohexagonálnymi tvarmi kryštálov, T označuje zrnko topásu. B) písmeno K označuje pomerne veľké zrnko so znakmi rozpúšťania. Podľa chemického zloženia (Jánošík, 2012) sa jedná o kaolinit, ktorý však vznikol sekundárne pravdepodobne z biotitu čomu napovedá aj čiastočne zachovaná štruktúra minerálu.

Fig. 7. detailed SEM images of sample from exploratory well DVE-10 from 59 m. A) letter K represents zone with regularly arranged pseudo-hexagonal plates of kaolinite. Letter T indicates topaz grain. B) letter K indicates a relatively large grain with leaching characteristics. According to the chemical composition (Jánošík, 2012) the grain represents secondary kaolinite formed probably from former biotite what can be pointed out by a partially preserved texture of the mineral.



Obr. 8. Porovnanie IČ spektier kaolinitu z vybraných študovaných vzoriek s kaolinitovým štandardom KGa-2 (horný graf) a vizualizácia spektra pyrofylitu (spodný graf).
Fig. 8. Comparison of infrared spectras of kaolinite from selected studied samples with kaolinite standard KGa-2 from the Clay Minerals Society Source clays (upper graph) and visualization of pyrophyllite spectrum (lower graph).

premenu (Koděra et al., 2010). Túto skutočnosť sa podarilo zaznamenať aj pri analýze vzoriek z vrtoch DVE-10 a DVE-51, kde boli nájdené stopy minerálneho zloženia pochádzajúceho zo starších premien. Z vrto DVE-10 neboli medzi 88–228 m analyzované žiadne vzorky. Je to z dôvodu zamerania sa len na vzorky z predpokladaných zón pokročilej argilitizácie, ktoré sme korelovali na základe makroskopického opisu vrtných jadier a zón pokročilej argilitizácie znázornených v modeli publikovanom v práci Hanes et al. (2010).

Vo väčšine vybraných vzoriek z oboch študovaných vrtoch DVE-10 a DVE-51 bola identifikovaná mineralizácia charakteristická pre zónu pokročilej argilitizácie. Ako hlavné minerály boli identifikované kremeň a kaolinit, sprievodnými minerálmi boli pyrofylit, dickit, diaspor, alunit a dumortierit, ktoré sú tiež typické pre tento druh nižšie teplotnej (~280–360°C) premeny (Sillitoe, 2000). Kaolinit je typickým produktom hydrotermálnych premien spätých hlavne s nízkym pH (2–4; Giese, 1988; Lahodny-Sarc et al., 1993). Kaolinit môže vznikáť aj pri nižších teplotách ako uvádza Sillitoe (2000). V prácach Hemley et al. (1980) a Lahodny-Sarc et al. (1993) je stabilita kaolinitu posunutá až k 160°C. V experimentálnych podmienkach pri teplotách okolo 300°C sa spolu s kaolinitom objavuje pyrofylit. Pyrofylit bol zaznamenaný len v študovaných vzorkách z vrchnej časti pokročilej argilitizácie. Hedenquist et al. (1998) uvádzajú teplotu 250°C ako spodnú hranicu stability pyrofylitu, a preto sa ani vo vzorkách zo strednej argilitizácie nevyskytuje. Dickit bol identifikovaný vo významnejších množstvách len v dvoch vzorkách (DVE-10 2 a DVE-51 139), inak bol prítomný len do

5% alebo úplne chýbal. Dickit patrí do kaolinitovej skupiny a je považovaný za vyššie teplotnú modifikáciu. Jeho maximálna teplota vzniku presahuje 250°C (White & Hedenquist, 1995), možno sa blíži až k 300°C (Hanson et al., 1981; Bobos, 1994). Zotov et al. (1998) svojimi experimentmi pri teplotách 200 a 300°C potvrdili väčšiu stabilitu dickitu oproti kaolinitu. Napriek tomu pri hydrotermálnych experimentoch pri teplote 200°C resp. 240°C z pôvodných kaolinitových polytypov vznikala dominantne alebo výhradne len kaolinit. To poukazuje na to, že teplota nie je jediný faktor kontrolujúci zmenu polytypu kaolinitovej skupiny. Dôležitú úlohu zohrávajú aj tlak, čas, pomer pevnej fázy a fluidá (Fialips et al., 2000; Gonzáles Jesús et al., 2000). Diaspor, alunit a dumortierit boli identifikované sporadicky.

Po pri mineráloch pokročilej argilitizácie bol identifikovaný ojedinele goethit, ktorý tvorí aj výplň žiliek. Jeho prítomnosť bola zaznamenaná v magmaticko-hydrotermálnych centrách Banisko a Podpolom, kde sa nachádza v oxidačnej zóne spolu so zlatom, maghemitom a limonitom (Lexa et al., 2007). Ďalej bol zaznamenaný K-živcový biotit, ktoré sú pozostatkom K-silikátovej premeny a pyroxén, ktorý je zrejme ešte relikvium pôvodného andezitového porfýru. Pyroxén bol zaznamenaný len v dvoch skúmaných vzorkách (Tab. 1) pomocou RTG difrakčnej kvantitatívnej analýzy pričom jeho množstvo nepresiahlo 2 hm. %, a preto by bolo vhodné potvrdiť jeho prítomnosť aj použitím inej metódy. Turmalín bol tiež identifikovaný v niektorých vzorkách. Bol pozorovaný aj pri mikroskopii v prechádzajúcom svetle a aj elektrónovým mikroanalýzatorom (Jánošík, 2012). Turmalíny z magmaticko-hydrotermálneho centra Kalinka opísal vo svojej

diplomovej práci Žitňan (2010). Štohl et al., (1986), Žáková, (1988) a Kanazirski et al. (1996) opisujú turmalín ako minerál patriaci do pokročilej argilitizácie, prítomný vo vrchných častiach hydrotermálnych systémov s kyslým vysokosulfidačným prostredím. Okrem hydrotermálnej premeny zóny pokročilej argilitizácie, ktorá v študovaných vzorkách dominovala, boli identifikované mineralizácie poukazujúce na premenu strednej argilitizácie alebo K-silikátovej premeny. Napríklad vo vzorke Dve-10 8 m bol pozorovaný prechod do malej zóny s vysokým obsahom illitu (42,7 hm. %) čo indikuje staršiu nízko teplotnú (~200 °C) premenu typu strednej argilitizácie (Sillitoe, 2000) no medzi hlavnými minerálmi tu vystupuje aj kremeň a kaolinit (Obr. 9; K). Práve pre vyšší obsah kaolinitu (20 hm. %) je predpoklad, že sa jedná o prechod medzi strednou a pokročilou argilitizáciou. V RTG zázname sa výraznejšie prejavil aj illit-smektit, ktorý Sillitoe (2000) tiež opísal ako minerál strednej argilitizácie. Vzorky zo zón pokročilej a strednej argilitizácie sa od seba makroskopicky takmer nelíšia a je takto veľmi ťažko odlíšiť tieto dve premeny. Zóna strednej argilitizácie je typickejšia pre hlbšie časti ložiska až po zónu pokročilej argilitizácie, čo dokumentujú aj nami študované vzorky (DVE-51 208 m a DVE-10 228 a 277 m). Medzi hlavné minerály tu patrí kremeň a illit. Medzi vedľajšími minerálmi sú chlorit, kaolinit a illit-smektit.

Prítomnosť až troch premien bolo možné sledovať vo vzorke DVE-10 88 m. Biotit už naznačuje prechod do zóny K-silikátovej premeny (350–600 °C; Sillitoe, 2000) Prítomnosť illitu (16,4 hm. %) naznačuje zatlačanie tejto staršej premeny premenou typu strednej argilitizácie a zároveň sa vo vzorke nachádza aj 25,3 hm. % kaolinitu čo svedčí aj o vplyve zóny s pokročilou argilitizáciou. Tento jav je dobre viditeľný na zhotovenom modeli distribúcie chemických prvkov so znázornenými zónami výskytu premien (Obr. 9). Z vedľajších minerálov tu je zastúpený illit-smektit a pyrit čo opäť naznačuje zatlačanie K-silikátovej premeny premenou typu strednej argilitizácie.

6.2. Korelácia modelového zobrazenia distribúcie chemických prvkov v geologickom reze 700 so zisteným minerálnym zložením vo vrte DVE-10

Pre tvorbu izolíniových máp boli vybrané tieto prvky: Al, Fe, Na, K, Ca, Mg, Cu, Au a S. Sú súčasťou bežne sa vyskytujúcich minerálov, resp. sa vyskytujú v stopových množstvách na ložisku Biely vrch a ich distribúcia a množstvo spolu v korelácii s údajmi z vrtného prieskumu a s údajmi z RTG a mikrosondových analýz môžu napovedať o aký druh premeny v danom mieste išlo. Napríklad pokročilá argilitizácia sa vyznačuje nízkym obsahom Ca, Na, Mg, Fe, K a relatívne zvýšeným obsahom Al. Zvýšené obsahy S a P zas môžu sprevádzať zóny s pórovitým kremeňom, ktorý sa tvorí v miestach najintenzívnejšej premeny typu pokročilej argilitizácie (Sillitoe, 2000).

Al

Hliník je prvok, ktorý je zastúpený v najväčšom množstve určených minerálov vo vrte DVE-10 (Obr. 9). Jeho nabohatenie bolo zaznamenané hlavne od 0 do 90 m hĺbky vrtu. Zvýšený obsah Al a Si (obsah Si je interpretovaný na základe obsahu kremeňa, keďže samotné Si nebolo analyzované) súvisí s alteráciou

horninového prostredia kyslými fluidami, keď tieto dva prvky zostali na mieste a ostatné boli vylúhované. S hliníkom tu najlepšie koreluje kaolinit (nad 20 hm. %), a v prvých 16 m aj pyrofylyt (12–21 hm. %). V tejto zóne sa nachádza aj anomália s najvyšším obsahom Al v celom geologickom reze v hĺbkovom rozsahu približne 15–60 m a súčasne sa tu prejavil aj odnos Fe, Mg, K, Ca, P a S (Jánošík, 2012). To sa prejavilo aj na obsahu kaolinitu (35–52 hm. %). Vzorky z hĺbky 228 a 277 m, ktoré taktiež korelujú so zónou zvýšeného obsahu Al sú sprevádzané aj zvýšeným obsahom Mg, K a Fe a sú situované v zóne strednej argilitizácie. Medzi nimi prechádza úzky klin pokročilej argilitizácie. V tomto prípade nabohatený obsah Al súvisí so zvýšeným obsahom illitu (37–49 hm. %).

K

Draslík najlepšie koreluje s illitom a biotitom. V zóne okolo prvých 10 hĺbkových metrov vrtu sa prejavila anomália so zvýšeným obsahom draslíka (Obr. 9), ktorý je sprevádzaný vyšším obsahom Fe, Mg a Al. Práve v tejto zóne, ktorú považujeme za posledné pozostatky premeny typu strednej argilitizácie uprostred zóny pokročilej argilitizácie bol identifikovaný illit, illit-smektit a biotit. Ďalšia oblasť so zvýšeným obsahom draslíka sa prejavila približne od 90 hĺbkových metrov vrtu s trendom zvyšovania jeho obsahu smerom do hĺbky. Tomu odpovedá aj zvyšujúci sa obsah illitu zo 16,4 hm. % v hĺbke 88 m na 49,2 hm. % v hĺbke 277 m.

Mg

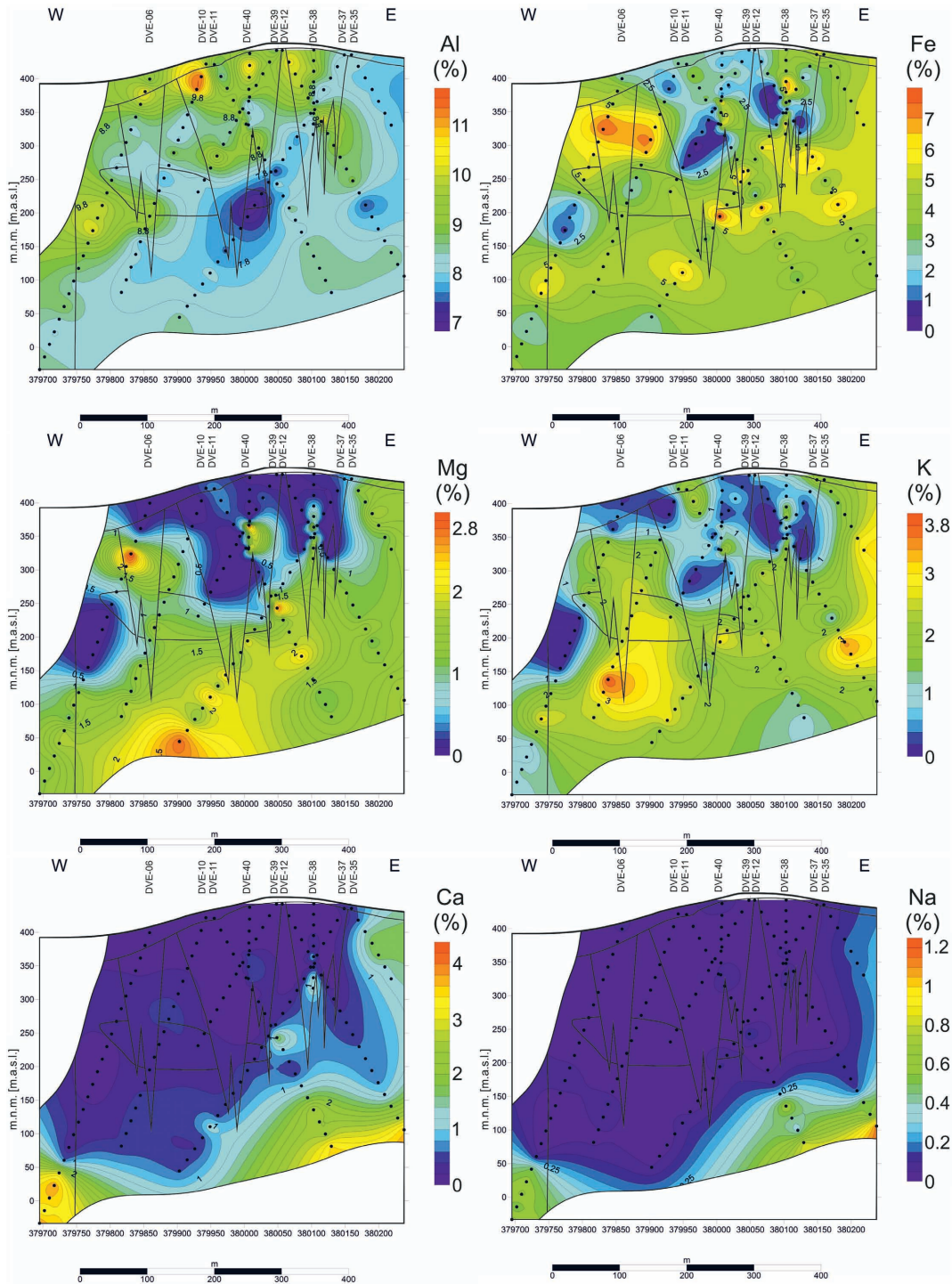
Obsah horčíka najlepšie koreluje s distribúciou biotitu, chloritu čiastočne illitu (illit-smektitu). V prvých 15 m síce nie je príliš vysoký obsah horčíka (Obr. 9), no zvýšený obsah illitu je tu hlavne podporený obsahom draslíka. Od hĺbky približne 90 m sa zvyšuje obsah horčíka a s ním aj obsah illitu a biotitu. Chlorit sa prejavil vo väčších hĺbkach s vyšším obsahom horčíka, kde v hĺbke 228 m dosiahol 8 hm. % a v hĺbke 277 m, kde sa znížil obsah horčíka aj obsah chloritu na 2,3 hm. %.

Fe

So železom najlepšie koreluje biotit a v menšej miere aj illit a turmalín. Biotit bol prvýkrát identifikovaný v študovaných vzorkách z hĺbky 88 m. V tejto oblasti je zároveň aj zaznamenaný najvyšší obsah železa vo vrte DVE-10 (Obr. 9) a taktiež tu je zvýšený obsah horčíka. Druhý krát sa biotit prejavil v hĺbke 228 m, kde je už nižší obsah železa a to sa odzrkadlilo aj na jeho zníženom obsahu (Tab. 1). V hĺbke 277 m je síce pomerne vysoký obsah železa no zároveň je tu nízky obsah horčíka a biotit sa tu už neprejavil. To môže byť spôsobené prítomnosťou Fe oxidov, ktoré boli identifikované v žilkách na iných miestach.

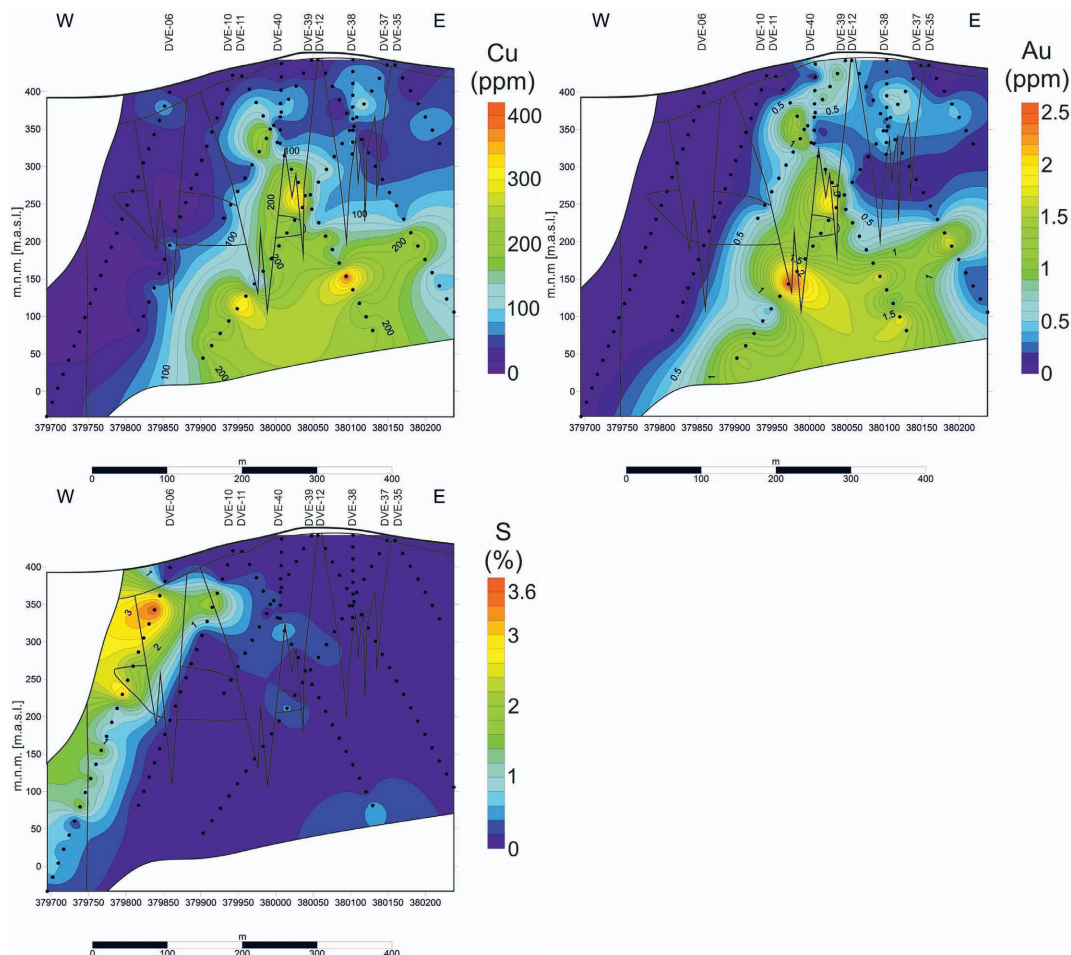
Ca

V celom geologickom reze sa prejavil výrazný odnos vápnika miestami až do hĺbky približne 450 m (Obr. 9). To sa prejavilo takmer úplnou absenciou minerálov, ktoré majú vyšší obsah tohto prvku vo svojej štruktúre. Zo zistených minerálov sem patrí hlavne sadrovec a anhydrit. Oba minerály boli identifikované v hĺbke vrtu 88 m s obsahom okolo 1 hm. %. V tomto mieste sa aj v modeli prejavil mierny nárast obsahu vápnika, no stále sa



Obr. 9. Distribúcia chemických prvkov v geologickom reze 700 so znázornenými zónami premien. Zóny premien, ktoré sú znázornené čiernou linkou sú prevzaté z práce Hanes et al., (2010) a prevažne zodpovedajú distribúcií prvkov typickej pre premenu typu pokročilej argilitizácie. Tento pôvodný model sa nachádza tiež v tejto práci (Obr. 2), kde sa nachádza aj legenda k obrázku. Vybudkovaná čiara predstavuje priebeh vrtu. Každý bod obsahuje strednú hodnotu (medián) z každých 20 m vrtu. Prvý bod sa nachádza v hĺbke 10 m, druhý v hĺbke 30 m, tretí v hĺbke 50 m atď.

Fig. 9. Distribution of the chemical elements in geological cross section 700 with associated alteration zones. These zones, which are published in Hanes et al. (2010), are largely corresponding to element distribution typical for advance argillic alteration. Alteration zones are represented by solid black lines (see Fig. 2, there is also a legend). Dotted lines represent boreholes. Every point in these lines represents the median value (the middle number) of the selected element from every 20 m of borehole. First point is situated at a 10 m depth, second at 30 m and the third at 50 m depth.



drží na veľmi nízkej úrovni. Prítomnosť oboch minerálov tu je podporená zvýšeným obsahom síry, ktorý sa vyskytuje len v tejto časti vrtnu (medzi 60–110 m), a preto v iných vzorkách ani neboli zaznamenané.

Na

Pri sodíku sa rovnako ako aj pri vápniku prejavil v takmer celom geologickom reze jeho výrazný odnos (Obr. 9). So zistených minerálov má vyšší obsah sodíka vo svojej štruktúre len plagioklas a ten bol prítomný len v jednej vzorke z hĺbky 59 m s obsahom 1,1 hm. %.

S

So sírou je možné korelovať alunit, sadrovec, anhydrit a pyrit. Všetky tieto minerály boli zaznamenané vo vzorke z hĺbky 88 m, ktorá sa nachádza v zóne so zvýšeným obsahom síry (Jánošík, 2012).

Au a Cu

Prítomnosť zlata a minerálov s obsahom medi nebola v tomto vrtnu zaznamenaná, no na priložených modeloch je dobre viditeľná korelácia týchto prvkov (Obr. 9), ktoré sa spolu vyskytujú v geologickom reze.

6.2.1. Korelácia zón pokročilej argilitizácie v geologickom reze 700 a vybraných chemických prvkov

Pre koreláciu boli zhotovené modely distribúcie chemických prvkov prekryté zónami premien, ktoré vo svojej práci publikovali Hanes et al., (2010) pre rez 700. Pôvodný model spomenutého autorského kolektívu sa nachádza v tejto práci aj s legendou (Obr. 2), ktorá umožní lepšie zorientovanie sa v nových modeloch.

Pre premenu pokročilej argilitizácie uvádza Sillitoe (2000) vo svojej práci nízky obsah prvkov ako Ca, Na, K, Mg, Fe a relatívne zvýšený obsah Al. Táto skutočnosť sa prejavila aj v modeloch distribúcie chemických prvkov (Obr. 9). Väčšia časť zón tejto premeny, ktoré Hanes et al., (2010) publikujú v ich práci sa zhoduje s distribúciou prvkov typických pre pokročilú argilitizáciu, avšak spozorovali sme tu aj niekoľko protichodných faktorov. Zóna pokročilej argilitizácie v ľavej časti modelu obsahuje pomerne vysoké obsahy K, Mg, Fe, S a v určitých častiach aj znížený obsah Al. V oblastiach najintenzívnejšej premeny síce dochádza aj k odnosu Al za vzniku zón s dominantným pórovitým kremeňom (Sillitoe, 2000), ktoré sú v tesnej blízkosti sprevádzané zvýšeným obsahom S a P, čo sa aj čiastočne v niektorých častiach prejavilo. Avšak, je tu ešte zastúpený pomerne vysoký obsah K, Mg a Fe. čo takúto možnosť vylučuje. Pri takomto chemickom zložení je možné očakávať obsah illitu, ktorý Sillitoe (2000) a Koděra et al. (2010) radia do strednej argilitizácie. Pri podobnej anomálii vo

vrchnej časti vrtnu DVE-10 bol zaznamenaný malý relikt, ktorý svojim minerálnym zložením odpovedá strednej argilitizácii (Obr. 9). Tieto rozdiely môžu byť spôsobené problematickým makroskopickým rozlišovaním pokročilej a strednej argilitizácie a tiež obmedzeniami softvéru, ktorý bol použitý na modelovanie distribúcie chemických prvkov.

Hanes et al. (2010) a Koděra et al. (2010) vo svojich prácach spomínajú neprítomnosť zrudnenia v oblastiach postihnutých pokročilou argilitizáciou s výnimkou zón, kde sú prítomné kremenné žilky, ktoré aj v iných častiach ložiska Biely vrch korešponujú s prítomnosťou zlata. Koděra et al. (2010) opisujú výskyt zlata v širšom okolí kremenných žiliek v asociácii s kaolinitom, zriedkavejšie s rutilom. Skutočnosť prítomnosti zrudnenia hlavne v zónach strednej argilitizácie je dobre viditeľná aj v modelovom zobrazení (Obr. 9). Z modelu taktiež vyplýva, že keď takmer presne kopíruje prítomnosť zlata. Prítomnosť titánu, ktorého častým nositeľom je rutil sa v týchto zónach vyskytuje skôr v menšej miere. Z týchto informácií vyplýva, že pre lepšiu koreláciu zlata v rámci zón strednej a pokročilej argilitizácie by bolo dobré vytvoriť aj model distribúcie kremenných žiliek. Z modelu tiež vyplýva, že zlato sa nachádza v zónach s výrazným odnosom síry (Obr. 9).

6.3. Možnosti využitia „ťažobného odpadu“ na ložisku Biely vrch

Ťažba zlata na Au-porfýrovom ložisku Biely vrch je plánovaná povrchovým spôsobom (emed-slovakia.sk). Pri takejto metóde vzniká veľké množstvo hlušínového materiálu, pre ktorý sa nie vždy nájde efektívne sekundárne využitie. Výhodou tohto ložiska je pomerne vysoký obsah ílových minerálov, ktoré majú svoje uplatnenie v priemysle (kaolinit a pyrofylit). Oba minerály je možné využiť pri produkcii papiera, keramiky, žiaruvzdorných materiálov, ako plnidlo pri výrobe gumy a plastov, v kozmetike a vo farmaceutickom priemysle (Šucha, 2001; Harben & Dickson, 2006; Starý et al., 2010; ibm.nic.in).

Ložiská hydrotermálnych kaolínov nie sú raritou, ťažia sa na mnohých miestach sveta, ale sú v podstatne menšom zastúpení ako sedimentárne alebo hypergénne ložiská (Murray & Keller, 1993; Šucha, 2001). Kraus (1989) opisuje množstvo kaolinitových minerálov hydrotermálneho pôvodu viazané na stredoslovenské a východoslovenské neovulkanity. V súčasnosti sa však u nás žiadne hydrotermálne kaolínového ložisko neťaží.

Pyrofylit ($\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) nie je takým bežným ílovým minerálom ako kaolinit, ale ak sa vytvoria ekonomické akumulácie tak sú takmer výhradne hydrotermálneho pôvodu (Evans & Guggenheim, 1988; Šucha, 2001, Hida & Kitagawa, 2006). Jediným miestom na Slovensku kde boli vypočítané zásoby pyrofylitu je Víglašská Huta v Javorí (Galko, 1998). Okrem toho boli zaznamenané viaceré výskyty spojené s hydrotermálnou činnosťou v oblasti Javoria, Štiavnických vrchov a Vihorlatu (Polák, 1957; Šucha, 1991; Štohl et al., 1994; Uhlík & Šucha, 1997).

Pri ílových mineráloch je nutné prihliadať aj na ostatné zložky, ktoré ich sprevádzajú a mohli by mať negatívny vplyv na ich následné využitie. Jedná sa hlavne o vyšší obsah oxyhydroxidov železa, kremeňa a TiO_2 (rutil, anatas; Murad a Fabris, 2010). Pri výrobe jemnej keramiky a porcelánu je stanovený limit

$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ max. 1,6 % (Starý et al., 2010). Obsah $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ v niekoľkých vzorkách kaolinitu z vrtnu DVE-10, ktoré boli analyzované sa pohybuje od 0,15 do 0,45 % v hĺbke 15 a 16 m a 0,92–1,2 % v hĺbke 59 m (Obr. 9). Pri využití kaolinitu ako plnidlo v papierenskom priemysle sa vyžaduje vysoká belosť a nízky obsah abrazívnych častíc. V tomto prípade nastáva menší problém, keďže obsah kremeňa sa vo väčšine vzoriek, ktoré boli analyzované pohybuje okolo 20–60 hm. %. Tento problém sa však dá riešiť úpravou (separácia, flotácia). Pri použití ako plnidlo pri výrobe gumy a plastov sa vyžaduje minimálny obsah tzv. „gumárenských jedov“ – Mn max. 0,002%, Cu max. 0,001% a Fe max. 0,15% (Starý et al., 2010). Tu by mohol byť problém s obsahom Cu, keďže je známe, že na tomto ložisku je zlato sprevádzané zastúpením medi. Na druhej strane v zónach s pokročilou argilitizáciou je obsah Cu minimálny. Obsah Fe môže byť skôr problematický (Obr. 9). No tiež by sa to mohlo riešiť úpravou. Obsah mangánu taktiež prekračuje kritickú hranicu v štyroch zo šiestich skúmaných vzoriek s kaolinitom (0,005–0,017 hmot. %). Ďalším dôležitým faktorom pre efektívne ekonomické využitie danej suroviny je percentuálne zastúpenie kaolinitu, prípadne pyrofylitu v hornine. Na ložiskách kaolínů v Cornwalli a Devóni (Anglicko) sa obsah kaolinitu v alterovaných granitoch pohybuje v rozpätí 10–20 %. Sedimentárne ložisko kaolínů v provincii Maoming (Čína) obsahuje 20–25 % kaolinitu (Murray, 2007). Vo vrte DVE-10 bol v hĺbkovom rozpätí 2–88 m zaznamenaný obsah kaolinitu 20–52 hm. % a v rozpätí 2–16 m bol obsah pyrofylitu 12–21,44 hm. % (Obr. 9). Vo vrte DVE-51 bol zaznamenaný obsah kaolinitu 14–54 hm. % v hĺbkovom rozpätí 28–139 m a obsah pyrofylitu 28,75 hm. % v hĺbke 7 m a 8,3 hm. % v hĺbke 57 m. Priemerný obsah kaolinitu v trinástich študovaných vzorkách z vrtnov DVE-10 a DVE-51 zo zón pokročilej argilitizácie a jej prechodov predstavuje 33 hmot. %. Tieto hodnoty napovedajú, že sa jedná o ložisko s pomerne vysokou koncentráciou industriálne využiteľných ílových minerálov. Pre lepší odhad kvality a množstva zásob by bolo nutné analyzovať väčšie množstvo vzoriek aj z ostatných častí ložiska, no prvé indicie napovedajú, že minimálne prvých 100–150 hĺbkových m zón postihnutých premenou typu pokročilej argilitizácie by mohlo mať ekonomický potenciál.

Ak porovnáme naše výsledky s vytvorenými modelmi distribúcie prvkov, zóny s potencionálne ekonomickým obsahom kaolinitu (z pohľadu množstva) sa nachádzajú v miestach, kde sa v modelovom zobrazení prejavil obsah Al ~ 8,4–11,6 %, Fe ~ 1–4 %, Mg ~ 0–0,7 % a K ~ 0–1,2 %.

7. ZÁVER

Centrálna zóna stratovulkánu Javorie patrí medzi najvýznamnejšie zlatonosné provincie v Západných Karpatoch. Ekonomický potenciál je prisudzovaný Au-porfýrovej mineralizácii na ložisku Biely vrch. Vzhľadom k tomu, že predpokladaná ťažba zlata tu je plánovaná povrchovým spôsobom, treba počítať s veľkým množstvom hlušiny. Využitie takéhoto materiálu by mohlo ešte viac zvýšiť ekonomický potenciál ťažby. Práve premena typu pokročilej argilitizácie, ktorá je zároveň aj najmladšou premenou v tomto porfýrovom systéme, by mohla obsahovať

potencionálne ekonomické množstvá ílových minerálov s priemyselným využitím, najmä kaolinitu a v menšej miere aj pyrofyilit. Vo vrte DVE-10 bol v hĺbkovom rozpätí 2–88 m zaznamenaný obsah kaolinitu 20–52 hm. % a v rozpätí 2–16 m bol obsah pyrofyilitu 12–21,44 hm. %. Vo vrte DVE-51 bol zaznamenaný obsah kaolinitu 14–54 hm. % v hĺbkovom rozpätí 28–139 m a obsah pyrofyilitu 28,75 hm. % v hĺbke 7 m a 8,3 hm. % v hĺbke 57 m. Táto premena je zastúpená pri povrchu v dvoch štruktúrne kontrolovaných zónach dlhých niekoľko stoviek metrov. Tieto zóny zatlačujú staršie premeny, hlavne K-silikátovú premenu a strednú argilitizáciu a prenikajú smerom do hĺbky v postupne sa zužujúcich klinoch.

Pri korelácii mineralogických výsledkov s vyhotovenými 2D vertikálnymi modelmi distribúcie chemických prvkov sa potvrdil odnos K, Ca, Na, Mg, Fe a relatívne zvýšený obsah Al v rámci zón pokročilej argilitizácie.

Na základe modelového zobrazenia sa potvrdila prítomnosť Au mineralizácie hlavne v rámci zóny strednej argilitizácie, kde je sprevádzaná spolu s Cu a značným odnosom S. Zároveň navrhujeme pre lepšiu koreláciu zlata v rámci zón strednej a pokročilej argilitizácie vytvorenie aj modelu distribúcie kremenných žíl, pretože zlato sa tu vyskytuje najmä v ich širšom okolí v asociácii s kaolinitom alebo pyrofyilitom, zriedkavejšie aj s rutilom.

Vyhotovené 2D modely sa v súčasnosti nahrádzajú 3D modelmi vytvorenými programom Encom Discover 3D. Takéto modely môžu pomôcť pri vymedzovaní zóny s potencionálne ekonomickými akumuláciami kaolinitu a pyrofyilitu, ktoré sa nachádzajú v miestach, kde sa v modelovom zobrazení prejaví zvýšený obsah Al a znížený obsah Fe, Mg a alkálií.

Podakovanie: Ďakujeme spoločnosti EMED Slovakia, s.r.o. za možnosť odberu vzoriek i za poskytnutie geochemickej databázy. Prezentované výsledky vznikli za podpory projektu APVV-0537-10. Podakovanie tiež patrí recenzentom Jaroslavovi Lexovi a Adriánovi Biroňovi za cenné rady a podnetné pripomienky pri úprave manuskriptu.

Literatúra

- Bobos I., 1994: "Kaolin" deposits of Hargita Mts. Geologic and Metalogenetic study. Ph.D. Thesis. Department of Mineralogy, Babes-Bolyai University of Cluj-Napoca, Romania, 211 p.
- Brunčák P., 2011: Tvorba DMR z hľadiska rôznych interpolačných metód. Juniorstav, Sborník anotací: 13. Odborná konferencia doktorského studia. Brno, VUT, 4.2.2011. Fakulta stavebná, Vysoké učení technické v Brně, nestr. ISBN 978-80-214-4232-0
- Burian J. & Smolka J., 1982: Geologická stavba meďnatého porfýrového ložiska Zlatno. *Mineralia Slovaca*, 14, 6, 517–538.
- Eberl D.D., 2003: User's guide to RockJock – A program for determining quantitative mineralogy from powder X-ray diffraction data. U.S. Geological Survey, Open-File Report, 78, 47 p.
- Evans B.V. & Guggenheim S., 1988: Chapter 8: Talc, pyrophyllite, and related minerals. In: Bailey S.W. (Ed.): *Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas)*. Reviews in Mineralogy, 19, Mineralogical Society of America, 225–294.
- Fialips C.-I., Petit S. & Decarreau A., 2000: Hydrothermal formation of kaolinite from various metakaolins. *Clay Minerals*, 35, 3, 559–572.
- Galko I., 1998: Víglašská Huta – Kalinka – Stožok, Keramické suroviny. Správa, Geofond, Bratislava, 339 p.
- Giese R.F., 1988: Chapter 3: Kaolin minerals: Structures and Stabilities. In: Bailey S.W. (Ed.): *Hydrous Phyllosilicates, Reviews in Mineralogy*, 19, 29–66.
- González Jesús J., Huertas F.J., Linares J. & Ruiz Cruz M.D., 2000: Textural and structural transformations of kaolinites in aqueous solutions at 200°C. *Applied Clay Science*, 17, 5–6, 245–263.
- Hanes R., Bakos F., Fuchs P., Žitňan P. & Konečný V., 2010: Exploration results of Au porphyry mineralizations in the Javorie stratovolcano. *Mineralia Slovaca*, 42, 1, 15–33.
- Hanson R.F., Zamora R. & Keller W.D., 1981: Nacrite, dickite, and kaolinite in one deposit in Nayerit, Mexico. *Clays and Clay Minerals*, 29, 6, 451–453.
- Harben P.W. & Dickson E.M. 2006: Rubber. In: Kogel J.E. et al. (Eds.): *Industrial Minerals and Rocks*, 7, 1327–1335.
- Hedenquist J.W., Arribas A. & Reynolds T.J., 1998: Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93, 4, 373–404.
- Hemley J.J., Montoya J.W. Marinenko J.W. & Luce R.W., 1980: Equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and some general implications for alteration/mineralization processes. *Economic Geology*, 75, 2, 210–228.
- Hida T., & Kitagawa R., 2006: Pyrophyllite. In: Kogel J.E., Trivedi N.C., Barker J.M. & Krukowski S.T. (Eds.): *Industrial Minerals and Rocks*, 7, 755–767.
- Jánošík M., 2012: Pokročilá argilitizácia na Au-porfýrovom ložisku Biely vrch. Diplomová práca, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Bratislava, 86 p.
- Kanazirski M., Žáková E. & Queral I., 1996: Physico-chemical analysis of the mineral parageneses of advanced argillic type of altered rocks in the Podpolom porphyry copper system of Javorie, Slovak Republic. *Geologica Balcanica*, 26, 55–61.
- Koděra P., Lexa J., Fallick A.E. & Bakos F., 2009: Evidence of a vapor-dominated, rapid decompression-induced fluid system in a gold-porphyry deposit (Biely vrch, Slovakia). Program and Abstracts Volume of the "XXECROFI conference", University of Granada, Spain, 127–128.
- Koděra P., Lexa J., Biroň A. & Žitňan J., 2010: Gold mineralization and associated alteration zones of the Biely vrch Au-porphyry deposit, Slovakia. *Mineralia Slovaca*, 42, 1, 33–56.
- Konečný V., Mihalíková A. & Rojkovičová L., 1977: Štruktúrny vrt KON-1. Manuscript, Bratislava, Archív Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra, 185 p.
- Konečný V., Miko O., Straka P., Panáček A. & Šefara J., 1988: Geologická stavba a morfoštruktúra podložia východnej časti stredoslovenských neovulkanitov (Krupinská planina-Zvolen) v mierke 1:100000. Manuskript, Geofond, Bratislava, 54 p.
- Konečný V., Bezák V., Halouzka R., Konečný P., Mihalíková A., Marcin D., Igkárová L., Panáček A., Štohl J., Žáková E., Galko I., Rojkovičová L. & Onačila D., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Javoria 1:50000. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava, 304 p.
- Kraus I., 1989: Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát. *Séria mineralógia, petrológia, geochémia, metalogenéza*, 13, 287 p.
- Lahodny-Sarc O., Dragevic Z. & Keller W.D., 1993: The hydrothermal synthesis of kaolinite up to 350°C. In: Murray H., Bundy W. & Harvey C. (Eds.): *Kaolin genesis and utilization, Special Publication No. 1*, Clay Mineral Society, 325–341.
- Lexa J., Koděra P. & Kollárová V., 2005: Zdroje fluid a genéza porfýrových mineralizácií neovulkanitov. Čiastková záverečná správa, Bratislava, ŠGÚDŠ, archívne číslo: 86923/1, 113 p.
- Lexa J., Koděra P., Biroň A. & Bakoš F., 2007: Metallogenetic model of the Biely vrch Au porphyry deposit, Slovakia. Internal report of EMED Slovakia, Banská Štiavnica, 87 p.

- Madejová J., 2003: FTIR techniques in clay mineral studies. *Vibrational Spectroscopy*, 31, 1, 1–10.
- Madejová J. & Komadel P., 2001: Baseline studies of the clay minerals society source clays: infrared methods. *Clays and Clay Minerals*, 49, 5, 410–432.
- Marsina K., Lexa J., Rojkovičová L., Konečný V., Žáková E., Hojstričová V., Konečný P. & Káčer Š., 1995: Porovnanie skarnovo-medenoporfýrových objektov v centrálnej zóne štíavnického stratovulkánu a ich prognózne zhodnotenie. Manuskript, Bratislava, Archív Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra, 119 p.
- Meyer C. & Hemley J.J., 1967: Wall rock alteration. In: Barnes H.L. (Ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, New York, Holt, Rinehart and Winston, 166–235.
- Murad E. & Fabris J.D., 2010: Kaolin mining and beneficiation: The role of iron. *Journal of Physics*, Conference Series (Online), 217, 1, 299–305.
- Murray H.H., 2007: Applied Clay Mineralogy. *Developments in Clay Science*, 2, Elsevier, 180 p.
- Murray H.H. & Keller W.D., 1993: Kaolins, kaolins and kaolins. In: Murray H.H., Bundy W. & Harvey C. (Eds.): *Kaolin genesis and utilization*, Special Publication No. 1, Clay Mineral Society, 1–24.
- van Olphen H. & Fripiat J.J., 1979: Data handbook for clay materials and other non-metallic minerals. Pergamon Press, New York, 128 p.
- Pentrák M., Madejová J., Andrejkovičová S., Uhlík P. & Komadel P., 2012: Stability of kaolin sand from Vyšný Petrovec deposit (south Slovakia) in acid environment. *Geologica Carpathica*, 63, 6, 503–512.
- Polák S., 1957: Alunit a alunitizácia v okolí Horného Turčeka v Kremnických vrchoch. *Vestník Ústredného Ústavu Geologického*, 32, 362–365.
- Reynolds R.C., Jr., 1980: Interstratified clay minerals. In: Brindley G.W. & Brown G. (Eds.): *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*, Monograph 5, Mineralogical Society, London, 249–303.
- Russell J.D. & Fraser A.R., 1994: Infrared methods. In: Wilson M.J. (Ed.): *Spectroscopic and Chemical Determinative Methods*. Clay Mineralogy, Chapman and Hall, London, 11–67.
- Seedorf E., Dilles J.H., Phoffett Jr. J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W. J.A., Johnson D.A. & Barton M.D., 2005: Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. 100th Anniversary Volume of Economic Geology, 100, 2, 251–298.
- Sillitoe R.H., 2000: Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. In: Hagemann S.G. & Brown P.E. (Eds.): *Gold in 2000. Reviews in Economic Geology*, 13, 315–315.
- Sinclair W.D., 2007: Porphyry deposits. In: Goodfellow W.D. (Ed.): *A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Mineral Deposits of Canada, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, 223–243.
- Starý J., Sitenký I., Hodková T., Richterová L., Junková M., Mojžíš J. & Novák J., 2010: Jily. Surovinové zdroje České republiky – nerostné suroviny, Česká geologická služba - Geofond, Praha, 247–256.
- Šrodoň J., Drits V.A., McCarty D.K., Hsieh J.C.C. & Eberl D.D., 2001: Quantitative X-ray diffraction analysis of clay-bearing rocks from random preparations. *Clays and Clay Minerals*, 49, 6, 514–528.
- Štohl J., Lexa J., Kaličiak M., Bacsó Z., 1994: Metalogenéza žilníkových polymetalických mineralizácií v neovulkanitoch Západných Karpát. *Mineralia Slovaca*, 26, 2, 75–117.
- Štohl J., Dublan L., Hojstričová V., Marková M., Marsina K., Mihaliková A., Mihaliková K., Onačila D., Stankovič J. & Žáková E., 1986: Evaluation of possible Cu (Pb-Zn) ore mineralization in the area of Javorie (Štožok – Klokoč) and Poľana. Open file report, Manuscript – archive of the State Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava.
- Štohl J., Konečný V., Mihaliková A., Žáková E., Marková M. & Rojkovičová L., 1981: Metallogenetic exploration of Javorie. Open file report, Manuscript – archive of the State Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava.
- Šucha V., 1991: Vývoj illitu a illit-smektitu v postsedimentárnom a hydrotermálnom prostredí Západných Karpát. Kandidátska dizertačná práca, Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 148 p.
- Šucha V., 2001: Íly v geologických procesoch. Acta Geologica Universitatis Comenianae, Monografická séria, Univerzita Komenského v Bratislave, Bratislava, 159 p.
- Titly S.R. & Beane R.E., 1981: Porphyry copper deposits. In: Skinner B.J. (Eds.): *Economic geology, 75th Anniversary*, United States, 214–269.
- Uhlík P. & Šucha V., 1997: Distribúcia pyrofytilu na ložisku Šobov a porovnanie jeho vlastností s pyrofytilom z Víglašskej Huty. *Mineralia Slovaca*, 29, 1, 73–79.
- Uhlík P., Jánošík M., Kraus I., Pentrák M. & Čaplovičová M., 2012: Charakterizácia bentonitu z ložiska Hliník nad Hronom (jastrabská formácia štíavnického stratovulkánu, Západné Karpaty). *Acta Geologica Slovaca*, 4, 2, 125–137.
- White N.C. & Hedenquist J.W., 1995: Epithermal gold deposits. Styles, characteristics and exploration. *SEG Newsletter*, 23, 1, 9–13.
- Zotov A., Mukhamet-Galeev A. & Schott J., 1998: An experimental study of kaolinite and dickite relative stability at 150–300°C and the thermodynamic properties of dickite. *American Mineralogist*, 83, 5–6, 516–524.
- Žáková E., 1988: Premeny vulkanických hornín v oblasti Podpolom v Javorí. *Séria mineralógia, petrológia, geochémia, metalogenéza*, Bratislava, 11, 23–74.
- Žitnan J., 2010: Charakteristika premien typu pokročilej argilitizácie na lokalitách Biely Vrch a Kalinka v Javorí. Diplomová práca archív Prírodovedecká fakulta Univerzita Komenského v Bratislave, Bratislava, 108 p.
- <http://www.emed-slovakia.com/biely-vrch/vypocet-zasob.html>
- http://www.ibm.nic.in/imyb2010_pyrophyllite.pdf

Summary: Porphyry deposits occur throughout the world in a series of extensive, relatively narrow, linear metallogenic provinces (Fig. 1). They are predominantly associated with Mesozoic to Cenozoic orogenic belts in western North and South Americas, around the western margin of the Pacific Basin, and in the Tethyan orogenic belt in eastern Europe and southern Asia. However, major deposits also occur within Paleozoic orogens in central Asia and eastern North America and, to a lesser extent, within Precambrian terranes (Sinclair, 2007).

Despite the Central Slovakian Volcanic Field being known to host Cu-Au skarn-porphyry and porphyry type of deposit and occurrences for a long time (Konečný et al., 1977; Štohl et al., 1981, 1986; Burian & Smolka, 1982; Marsina et al., 1995), the Au-porphyry here represents a new type of ore mineralization. Au-porphyries denote a relatively new type of deposit in porphyry category and their importance is still growing worldwide. The Biely vrch deposit contains a new economical type of Au-porphyry mineralization which was recently discovered also in Slovakia. This deposit shares many properties typical for Au-porphyry deposits, such as the lowest Cu/Au ratio within porphyry type deposits (<0.04 % Cu/ppm Au at the Biely vrch locality; Sillitoe, 2000; Seedorf et al., 2005; Koděra et al., 2010). The deposit is located in the Middle Miocene Javorie andesite stratovolcano in the NE part of the Central Slovakia Volcanic Field. Based on the results of preliminary research, it is known, that parental intrusion is intensively affected especially by intermediate argillic alteration that replaces K-silicate and in deeper parts Ca-Na

alterations. Zones of advanced argillic alteration are the uppermost part of porphyry system and the youngest alteration. They are spread from surface to a depth of several hundred metres in the shape of ledges (Fig. 2; Koděra et al., 2010).

Advanced exploration and drilling have been realized in the area since 2006 by EMED Mining Ltd. They calculated that Biely Vrch gold deposit contains economical resources of gold in category of Z-2 (17.031 million tonnes of gold ore at 0.82 g/t gold) and in category of Z-3 (14.497 million tonnes of gold ore at 0.76 g/t gold; (www.emed-slovakia.com)).

Economic potential at the Biely vrch deposit is attributed to Au-porphyry mineralisation. Since assumed gold mining is planned by open pit method, it is necessary to count with large amounts of tailings. The use of such material would further enhance the economic potential of mining. It is an advanced argillic alteration, which is also the youngest alteration type in this porphyry system, which could potentially contain economic quantities of clay minerals with industrial use, mainly kaolinite and to a lesser extent, pyrophyllite. In the DVE-10 borehole, in the depth range of 2–88 m, kaolinite content of 20–52 wt. % was recorded and in the depth range of 2–16 m pyrophyllite content of 12–21.44 wt. % was recorded. In the DVE-51 borehole, kaolinite content 14–54 wt. % in the depth range of 28–139 m, pyrophyllite content 28.75 wt. % in 7 m depth and 8.3 wt. % in 57 m depth were recorded (Tab. 1). This alteration is represented at the surface in two structurally controlled several hundred meters long zones, which are spread from surface to a depth of several hundred metres in the shape of ledges. This alteration overprints earlier alteration types, mainly K-silicate and intermediate argillic alteration (Koděra et al., 2010).

Depletion of K, Ca, Na, Mg, Fe, and a relative increase of Al has been confirmed within the zone of advance argillic alteration by the correlation of 2D element distribution models with our results (Fig. 9).

Based on the model visualisation, presence of gold mineralisation was confirmed mainly within the zone of intermediate alteration accompanied by Cu and significant depletion of S. We also propose to create a model of quartz veinlets distribution for better gold correlation within the zones of intermediate and advanced argillic alteration, because gold occurs in their broad vicinity associated with kaolinite or pyrophyllite, rarely with rutile (Žitňan, 2010).

Created 2D models are being replaced now by 3D models created in Encom Discover 3D. Created 3D models may help in future to define zones with potentially economic accumulations of kaolinite and pyrophyllite, which are located in zones with higher content of Al and low content of Fe, Mg, and alkali.