

Mineralógia gabra a anortozitu z pohoria Tarvagatay nuruu (Centrálné Mongolsko)

BRIGITTA SNÁRSKA, MONIKA HURAIOVÁ a MARTIN CHO VAN

Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie,
Mlynská dolina G, SK-842 15 Bratislava
snarska@fns.uniba.sk

Mineralogy of gabbro and anorthosite from Tarvagatay nuruu Mts. (Central Mongolia)

Research of gabbro rocks from Must ull in Tarvagatay nuruu Mountains (Archangay aymag) was aimed at describing of mineralogy, genesis and evaluation of the platinum group elements (PGE) potential of gabbroic rocks. Gabbroic massif consists of amphibolic gabbro and anorthosite. Observed Fe-Ti mineralization is represented by apatite, ilmenite and titanomagnetite. Main mineral assemblages of gabbros are amphibole, plagioclase, $\pm$ apatite and ore minerals – magnetite and ilmenite. Primary pyroxene – diopside ($Wo_{43-46} En_{37-43} Fs_{14-17}$) was replaced by several generations of amphiboles – hornblende, actinolite and tschermakite. Anorthosite mostly consists of plagioclase ($Ab_{54-66} An_{46-34}$ and $Ab_{71-72} An_{29-28}$). Ore minerals and apatite are evolved only subsidiarily. Extensive postmagmatic alteration is characteristic for studied samples. Mostly the saussuritization and sericitization prevail on plagioclases. Oxyexsolutions are found in magnetite and ilmenite. Results of the whole rock analysis imply a cumulate character of gabbro and anorthosite. Observations of mineral assemblages, oxyexsolutions and mineral chemistry suggest polymetamorphic evolution of gabbroic massifs. PGE mineralization has not been described in studied samples.

Key words: gabbro, anorthosite, alteration, Fe-Ti mineralization, Tarvagatay nuruu Mts., Mongolia

Úvod

Hlavným cieľom spolupráce Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra, Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave a Úradu pre minerálne zdroje a ropu v Ulanbátare (MRPAM) v rámci rozvojového projektu UNDP prebiehajúceho v rokoch 2005 – 2006 bolo zhodnotenie minerálneho potenciálu prvkov skupiny platiny (PGE) západného Mongolska. V rámci projektu sa skúmala aj oblasť Tarvagatay nuruu, kde sa na lokalite Must ull zistila Fe-Ti mineralizácia v komplexoch gabroidných hornín. Pre tento typ hornín je okrem Fe-Ti oxidov charakteristická prítomnosť chromitu a s ním asociovaných minerálov prvkov skupiny platiny (PGE) (Maier, 2005). Najvýznamnejšie výskyty sa viažu na intrúzie vrchného archaika a proterozoika (Middlemost, 1997). V práci sa zaoberáme minerálnym zložením gabroidných hornín a ich genézou so zameraním na možnú prítomnosť PGE mineralizácie.

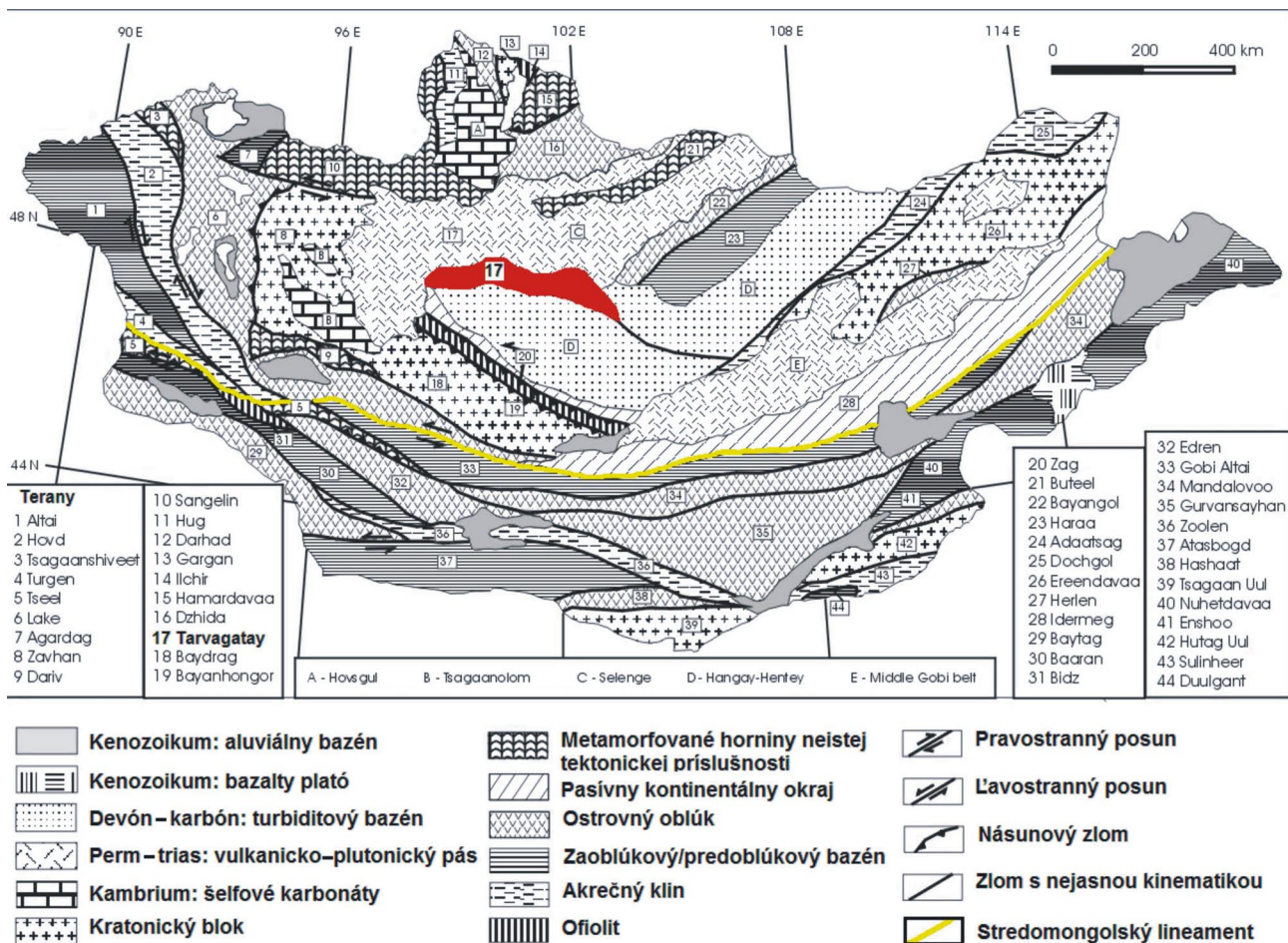
Metódy

Vzorky sa odobrali počas terénnych prác projektu UNDP v roku 2005. Študovali sa v prechádzajúcom a odrazenom polarizovanom svetle na mikroskope JENAPOL (Katedra mineralógie a petrológie, PriF UK, Bratislava) pri 3,2-, 10- a 50-násobnom zväčšení a na mikroskope Olympus

BX51 (Katedra ložiskovej geológie, PriF UK, Bratislava) pri 4-, 10- a 20-násobnom zväčšení. Chemické zloženie horninotvorných minerálov gabra a anortozitu sa stanovilo pomocou elektrónovej mikroanalýzy. Merania sa urobili prístrojom CAMECA SX 100 v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave. Použilo sa urýchľovacie napätie 15 keV, prúd 20 nA, priemer elektrónového lúča 5 μ m a štandardy Na – albit, Si a Ca – wollastonit, K – ortoklas, Fe – fayalit, Al – Al_2O_3 , Sr – $SrTiO_3$, Ba – barit, Mg – forsterit, P – apatit, Mn – rodonit, Ni – NiO, Ti – TiO_2 a Cr – Cr. Pri vyhodnotení impulzov sa použila ZAF korekcia (Armstrong, 1988). Celohorninová analýza a analýza stopových prvkov sa urobila v ACME laboratóriách vo Vancouveri (Kanada), údaje analýz sú prevzaté z práce Lexu et al. (2006). Hodnoty prvkov vzácnych zemín (REE) sme normalizovali na chondrit podľa Andersa a Grevesseho (1989).

Spolu sa makroskopicky študovalo 22 vzoriek, z toho 2 anortozity, 16 gabier s rôznou zrnitosťou a 4 gabrá s kumulátovou textúrou. Rovnaký počet vzoriek sa sledoval mikroskopicky, z toho 3 anortozity, 14 gabier s variabilnou zrnitosťou, 3 gabrá s kumulátovou štruktúrou a 2 vzorky masívnej Fe-Ti mineralizácie.

V článku sú použité skratky minerálov podľa Ozdína (2004): Act – aktinolit, Aln – allanit, Amp – amfibol, Ap – apatit, Dp – diopsid, Ilm – ilmenit, Mgt – magnetit, Mnz – monazit, Pl – plagioklas, Rt – rutil.



Obr. 1. Tektonická stavba Mongolska. Kratonický blok Tarvagatay je zvýraznený červenou farbou, stredomongolský lineament je zvýraznený žltou. Upravené podľa www.le.ac (2008).

Fig. 1. Tectonic map of Mongolia. The cratonal block Tarvagatay is highlighted by red, Mid-Mongolian lineament is highlighted by yellow. Modified after www.le.ac (2008).

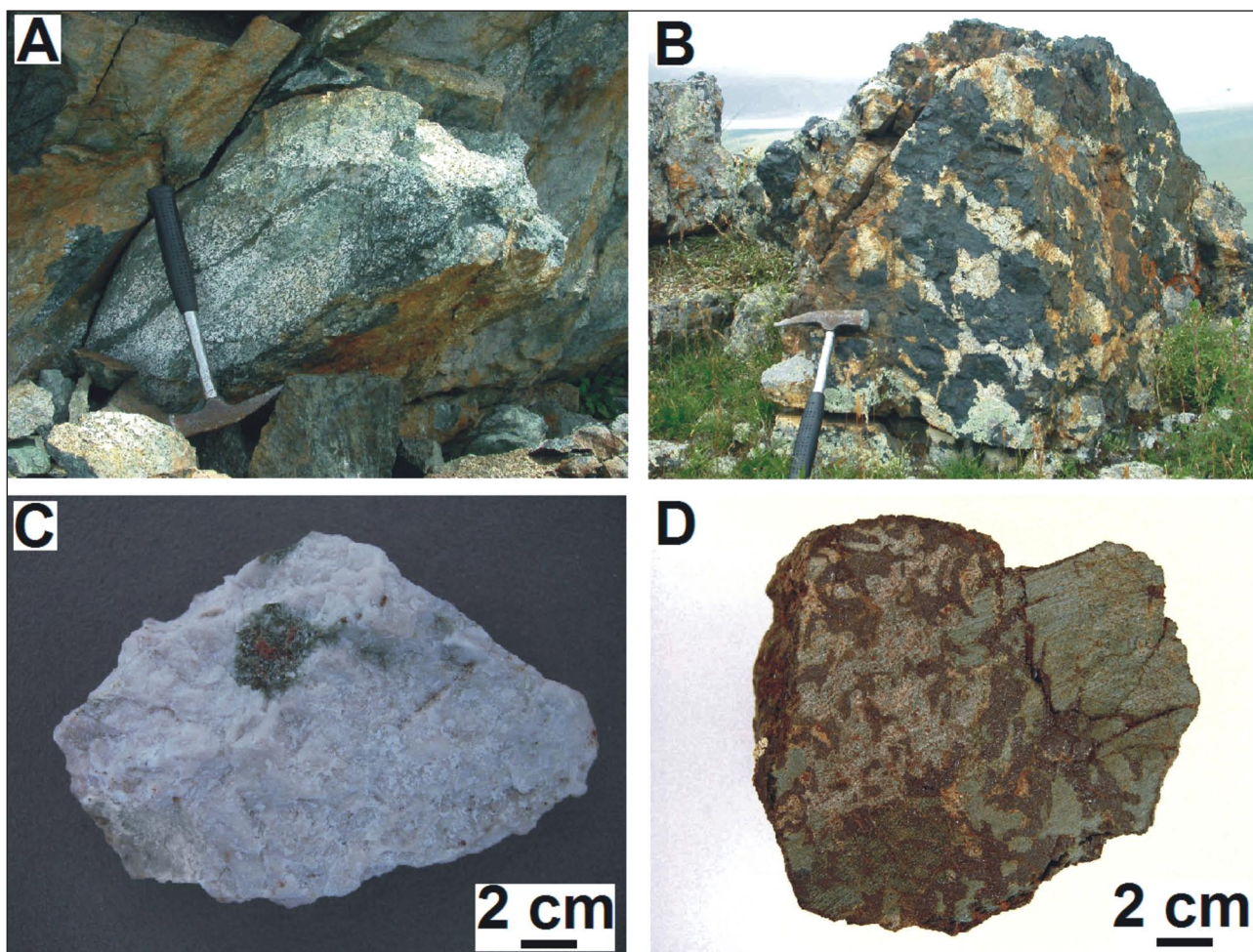
Geologická stavba

Tektonický vývoj územia Mongolska bol spojený s uzavretím malých oceánskych bazénov procesom viacnásobnej subdukcie ofiolitov a serpentinitov, akreciou a kolíziou ostrovných oblúkov a mikrokontinentov a tvorbou početných sutúrnych zón (Buchan et al., 2001). Mongolsko je rozdelené stredomongolským lineamentom na severnú oblasť formovanú kaledónskym orogénom a južnú oblasť formovanú variským orogénom. Štruktúrna hranica oddeľuje najmä prekambričné a spodnopaleozoické horniny na severe od spodno- až vrchnopaleozoických hornín na juhu (obr. 1).

Teran Tarvagatay reprezentujúci kratonický blok pozostáva z prekambričných metamorfovaných hornín (ruly, migmatity, amfibolity), do ktorých intrudujú anortozitové plutóny, a z neoproterozoických vulkanických hornín metamorfovaných vo fácií zelených bridlíc (Badarch et al., 2002). Prekrývajú ho neoproterozoické až spodnokambričné stromatolitické vápence, vulkano-klastické horniny, devónske a spodnokarbónske zlepenice

a pieskovce s obsahom morskej fauny, andezity, dacity, tufy a permské vulkanické a plutonické horniny, stredno-triasové a spodnojurské klastické a vulkanické horniny. Teran pretínajú postakrečné devónske až triasové granitové plutóny. Kontinentálna kôra teranu pokračuje ďalej smerom na juh pod hrubým sedimentárnym pokryvom v regióne Changay (Badarch et al., 2002). Mafické a ultramafické horniny sa nachádzajú v prekambričných rulách, migmatitoch, amfibolitoch a kryštálických bridliciach, cez ktoré intrudujú gabrovo-anortozitové plutóny.

Skúmaná oblasť je situovaná v jz. časti pohoria Tarvagatay nuruu. Centrálna časť gabrovo-anortozitového masívu pozostáva z hrubozrnného anortozitu, gabra, leukogabra a vrstiev pyroxenitu (Lexa et al., 2006). Gabrovo-pyroxenitické horniny na severozápad od telesa anortozitu podstúpili rozsiahlu metamorfnú rekryštalizáciu, počas ktorej bol pyroxén nahradený amfibolom. V horninách je prítomná vtrúsená Fe-Ti mineralizácia. Na lokalite Must uul v jz. časti intrúzie sa zistila žilná ilmenitovo-titanomagnetitovo-apatitová mineralizácia,



Obr. 2. Gabroidné horniny. **A** – Striedanie svetlých vrstiev gabroanortozitu a tmavých vrstiev amfibolického gabra. **B** – Veľmi hrubozrnná textúra vyvinutá v gabre. **C** – Masívna textúra alterovaného anortozitu. **D** – Gabro s kumulátovou textúrou.

Fig. 2. Gabbroic rocks. **A** – Alternation of gabbro-anorthosite light layers and amphibolitic gabbros dark layers. **B** – Very coarse-grained structure of gabbro. **C** – Massive structure of altered anorthosite. **D** – Gabbro with cumulate structure.

ktorá je spätá s prítomnosťou gabrovo-anortozitových a/alebo ultramafických komplexov.

Dejidmaa et al. (2005) vyčlenili na území Mongolska tri typy Fe-Ti mineralizácie:

1. ilmenitovo-titanomagnetitové (apatitovo-ilmenitovo-titanomagnetitové) zrudnenie späté s gabro-anortozitmi,
2. Ti-Fe (titanomagnetit) zrudnenie späté s klino-pyroxenitom-gabrom,
3. Ti-Fe zrudnenie späté s diabasovými sillmi.

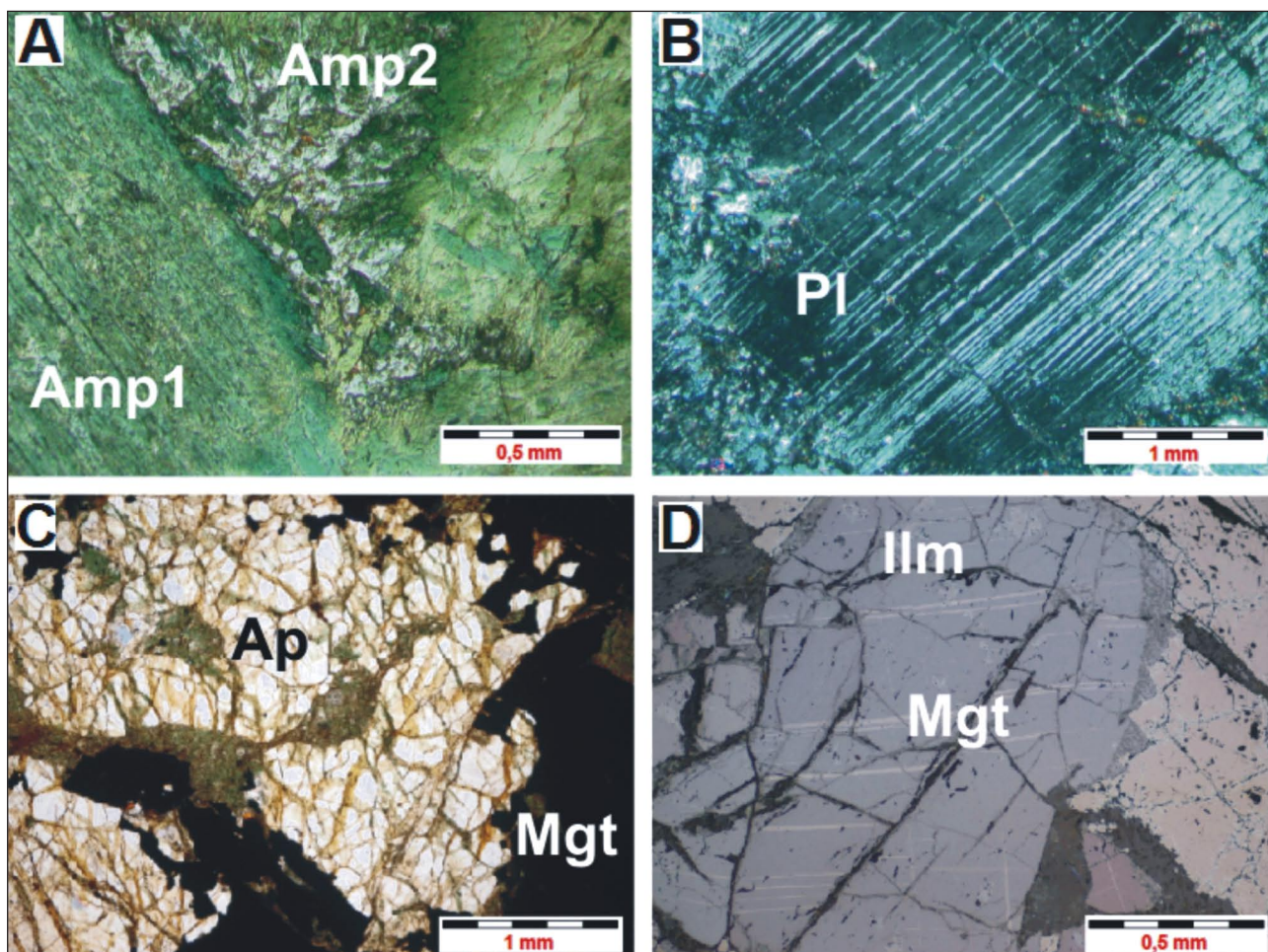
Fe-Ti oxidická mineralizácia v severovýchodnej Ázii sa vyskytuje v diferencovaných gabroidných intrúziách (Obolenskiy et al., 2007). Rudné minerály bývajú prítomné vo vrchnej časti zvrstveného intruzívneho telesa, ktoré niekedy pretínajú ilmenitové žily. Syngenetické vrstvy a odlučnosť, ako aj masívne autointrúzie oxidov v čiastočne vykryštalizovanom gabre a geneticky príbuzných hostiteľských horninách sa vytvorili v dôsledku gravitačnej diferenciácie počas kryštalizácie anortozitu/gabra. Gabroidné intrúzie sa nachádzajú v komplexoch hornín tvorených granitickými rulami alebo vulkanosedimentárnymi

jednotkami. Rudonosné vrstvy sú často asociované so zónami s výskytom hlbokých zlomov. Pre tento typ hornín je charakteristické prostredie tektonického umiestnenia v oblasti kontinentálnych okrajov alebo ostrovných oblúkov.

Mineralógia gabroidných hornín

Makroskopický opis

Vzorky sa odobrali z masívov amfibolického gabra a anortozitu. Spoločným znakom je rozsiahla alterácia hornín. Základná minerálna asociácia amfibolického gabra je amfibol, plagioklas, magnetit, ilmenit ± apatit. Charakteristické je striedanie gabrovo-anortozitových vrstiev s mafickými, pôvodne pyroxenitovými vrstvami (obr. 2A). Rudné minerály sa vyskytujú v podobe vtrúsenej mineralizácie, vo forme agregátov, masívnych žíl alebo kryštálov, ktoré spolu s hlavnými horninotvornými minerálmi môžu dosahovať centimetrové až decimetrové rozmery (obr. 2B). Anortozit je tvorený prevažne plagioklasom,



Obr. 3. Snímky gabroidných hornín z mikroskopu. **A** – Zatláčanie staršieho amfibolu po okrajoch mladším, sýto zeleným amfibolom a rast nových idiomorfnych kryštálov. Pohľad v nepolarizovanom svetle. **B** – Plagioklas, na okrajoch a v smere lamiel alterovaný, v polarizovanom svetle. **C** – Agregát apatitu spolu s opakovými rudnými minerálmi v nepolarizovanom svetle. **D** – Ilmenit s exsolúciami magnetitu v odrazenom svetle.

Fig. 3. Microphotographs of gabbroic rocks. **A** – Replacing of older amphibole by younger, rich green colour, amphibole on the rim and growing of a new idiomorphic amphibole crystals. Plane polarized light. **B** – Plagioclase altered on rims and along lamella. Crossed polarized light. **C** – Aggregate of apatite together with opaque ore minerals. Plain polarized light. **D** – Ilmenite with exsolutions of magnetite in reflected light.

vtrúsená rudná mineralizácia je prítomná v nepatrnom množstve. Textúra je hrubozrnná až masívna (obr. 2C). Hornina je väčšinou chloritizovaná. Cez plutonické telesá miestami prenikajú rudné (ilmenit – magnetit) alebo doleritové žily. Textúra skúmaných hornín varíruje od jemnozrnej po hrubozrnnú alebo má kumulátový charakter (obr. 2D).

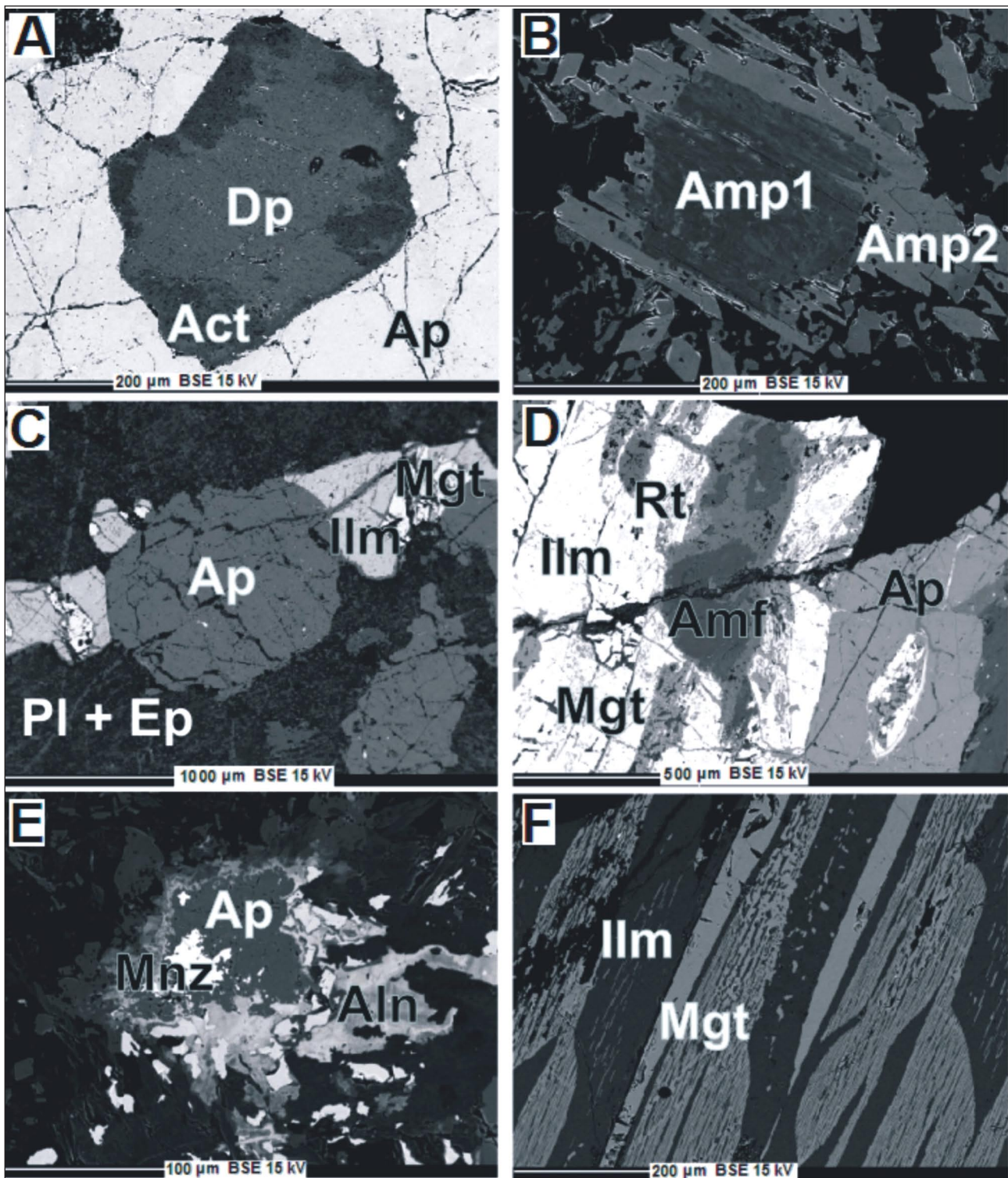
Mikroskopický opis

Amfibolické gabro a anortozit sú poznačené rozsiahlou premenou. Najintenzívnejšie prejavy premien sú lokalizované na hraniciach zŕn. Produktom alteračných procesov je najmä chlorit, sericit, epidot a zoisit. Pôvodné, väčšinou hypidiomorfne ohraničené amfiboly zatláčajúce pyroxén sú nahradené mladšími amfibolmi. Tie sú v mikroskope v prechádzajúcom svetle farebne ľahko odlíšiteľné svojou sýtou tmavozelenou farbou (obr. 3A). Tvoria lemy alebo kryštály s idiomorfým ohraničením. Plagioklasy sú

nahradené zmesou albitu, sericitu, kremeňa, draselného živca, chloritu a zoisitu (obr. 3B). V gabre a anortozite je často prítomný apatit, ktorý sprevádza rudnú mineralizáciu, reprezentovanú najmä magnetitom a ilmenitom (obr. 3C). V odrazenom svetle v magnetite a ilmenite pozorujeme „exsolučné“ procesy (obr. 3D). Napriek metamorfóze sa zachovali relikty pôvodných magmatických minerálov, rovnako aj magmatická kumulátová štruktúra (obr. 3C).

Chemické zloženie minerálov

Na základe pozorovania v mikroskope a prostredníctvom mikroanalýzy sa zistilo, že pôvodný mafický minerál gabier je pyroxén. V analyzovaných vzorkách je prítomný len vo forme ojedinelých reliktných jadier, väčšinou s amfibolovým lemom, uzatvorených v apatite. Pyroxén zložením zodpovedá diopsidu ($Wo_{43-46}En_{37-43}Fs_{14-17}$) (tab. 1, obr. 4A). Je zatláčený niekoľkými generáciami amfibolov.



Obr. 4. Snímky v BSE. **A** – Relikt pyroxénu zatlačeného amfibolom uzavretý v apatite. **B** – Zatláčanie staršieho amfibolu mladším. **C** – Asociácia apatitu s magnetitom a ilmenitom. **D** – Rozpad ilmenitu za vzniku rutilu. Ilmenit uzatvára relikť amfibolu, hraničí s apatitom, v ktorom je uzavretý ilmenit v štádiu rozpadu. Magnetit tvorí jemné a hrubé exsolúcie v ilmenite. **E** – Rozpad monazitu s charakteristickou zonálnosťou za vzniku apatitu a allanitu. **F** – Exsolučné štruktúry rudných minerálov.

Fig. 4. BSE images. **A** – Relict pyroxene enclosed in apatite is replaced by amphibole. **B** – Replacing of amphibole by younger amphibole. **C** – Formation of apatite and allanite by decomposition of monazite, forming characteristic zoning. **D** – Formation of rutile by decomposition of ilmenite. Ilmenite encloses relict amphibole and border on apatite, in which is enclosed decomposed ilmenite. Magnetite forms thin and coarse exsolutions in ilmenite. **E** – Association of apatite with magnetite and ilmenite. **F** – Exsolution structures of ore minerals.

Tab. 1

Reprezentatívne analýzy klinopyroxénu. Prepočet na 4 katióny je urobený podľa Morimota et al. (1988). Fe^{3+} je stanovené na základe nábojovej bilancie.

Representative analyses of clinopyroxenes. Calculation is based on 4 cations after Morimoto et al. (1988). Fe^{3+} is defined by the charge balance.

hm. % wt. %	TN-M-8 An 8	TN-J-2a An 28	TN-J-2a An 29
SiO_2	53,39	51,79	52,35
TiO_2	0,08	1,14	0,26
Al_2O_3	1,02	2,07	2,03
Cr_2O_3	0,02	0,01	0,03
FeO	8,76	7,92	8,91
MnO	0,30	0,26	0,34
MgO	13,63	13,39	14,03
CaO	23,11	21,53	20,85
Na_2O	0,27	0,53	0,58
Total	100,58	98,64	99,38
Si	1,980	1,954	1,956
Ti	0,002	0,032	0,007
Al	0,045	0,092	0,090
Cr	0,000	0,000	0,001
Fe^{3+}	0,010	0,000	0,030
Fe^{2+}	0,260	0,250	0,250
Mg	0,753	0,753	0,781
Mn	0,010	0,008	0,011
Ca	0,918	0,871	0,834
Na	0,019	0,039	0,042
Total	3,990	3,990	4,000

Všetky analyzované amfiboly patria k Ca amfibolom (tab. 2), zložením zodpovedajú hornblendu $\text{Na}_{0-0,34}\text{K}_{0,01-0,32}\text{Fe}^{2+}_{0-0,11}\text{Mn}_{0-0,01}\text{Ca}_{1,85-1,96}\text{Na}_{0-0,03}\text{Al}^{\text{VI}}_{0,13-0,69}\text{Fe}^{3+}_{0,04-0,27}\text{Ti}_{0-0,2}\text{Cr}_{0-0,01}\text{Mg}_{1,8-3,27}\text{Fe}^{2+}_{1,19-2,22}\text{Mn}_{0-0,04}\text{Si}_{6,6-7,86}\text{Al}^{\text{IV}}_{0,14-1,4}\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F})$, aktinolit $\text{Na}_{0-0,02}\text{K}_{0,01}\text{Fe}^{2+}_{0-0,06}\text{Mn}_{0-0,01}\text{Ca}_{1,88-1,89}\text{Na}_{0,04-0,08}\text{Al}^{\text{VI}}_{0,15-0,18}\text{Fe}^{3+}_{0,03-0,04}\text{Ti}_{0-0,02}\text{Mg}_{3,41-3,47}\text{Fe}^{2+}_{1,35-1,43}\text{Mn}_{0-0,02}\text{Si}_{7,87-7,88}\text{Al}^{\text{IV}}_{0,15-0,18}\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F})$ a tschermakitu $\text{Na}_{0,33-0,35}\text{K}_{0,09-0,37}\text{Fe}^{2+}_{0-0,16}\text{Mn}_{0,01-0,03}\text{Ca}_{1,72-1,88}\text{Na}_{0-0,1}\text{Al}^{\text{VI}}_{0,38-0,74}\text{Fe}^{3+}_{0,1-0,35}\text{Ti}_{0,11-0,38}\text{Mg}_{1,73-2,77}\text{Fe}^{2+}_{1,36-2,22}\text{Mn}_{0-0,01}\text{Si}_{6,29-6,47}\text{Al}^{\text{IV}}_{1,53-1,71}\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F})$ (obr. 5). Aktinolit tvorí najčastejšie lemy na zrnách hornblendu alebo rastie vo forme malých idiomorfných kryštálov (obr. 4B). Pozorujeme nahrádzanie aktinolitú so zvýšeným obsahom železa za aktinolit. Mladšie amfiboly majú vyšší obsah Al. Najmladší amfibol je tschermakit.

Na základe obsahu Al zisteného EDS analýzou môžeme v študovaných vzorkách odlišiť dva typy chloritov – s nízkym a so zvýšeným obsahom.

Plagioklasy sú do veľkej miery ovplyvnené retrográdnymi udalosťami a procesmi alterácie. Nezachovali sa pôvodné bazické členy. Plagioklasy majú v dôsledku intenzívnej saussuritizácie a sericitizácie kyslejšie zloženie (tab. 3, obr. 6). Zachované kryštály majú zloženie $\text{Ab}_{54-66}\text{An}_{46-34}$ a $\text{Ab}_{71-72}\text{An}_{29-28}$. Najintenzívnejšie prejavy alterácie pozorujeme predovšetkým na okrajoch zŕn a v smere lamiel. Albit ($\text{Ab}_{98-93}\text{An}_{2-7}$) je prítomný vo veľkom množstve, reprezentuje sekundárny produkt premien a sprevádza ho najmä epidot. Spolu tvoria podstatnú časť základnej hmoty. Pozorujeme aj K živec ($\text{Ab}_{4-12}\text{Or}_{96-88}$), taktiež prítomný v základnej hmote.

Tab. 2

Reprezentatívne analýzy amfibolu. Prepočet na 23 záporných nábojov je urobený podľa Leakea (1997).

Fe^{3+} je priemernou hodnotou výsledkov z prepočtu na 13 e-CNK, 15 e-NK a 15 e-K.

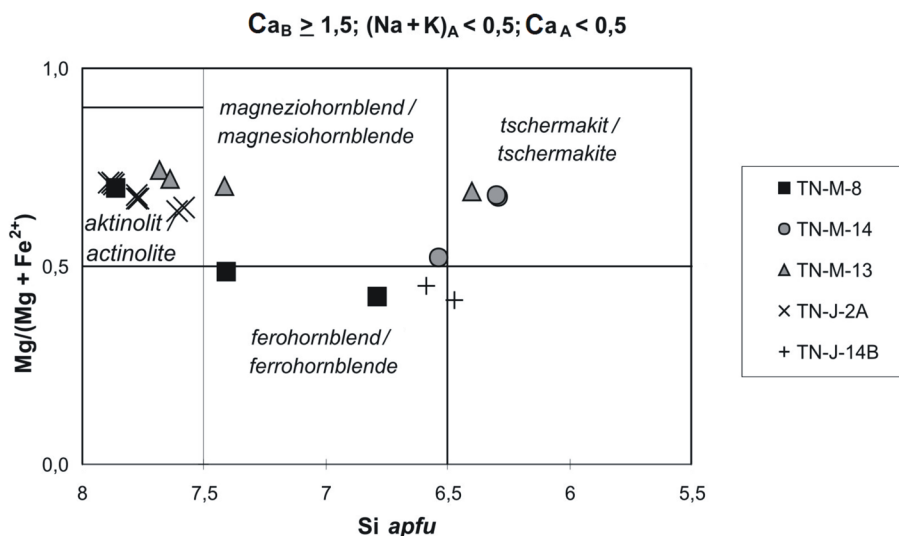
Representative analyses of amphibole. Calculation is based on 23 oxygen atoms after Leake (1997).

Fe^{3+} is an average value from calculation based on 13 e-CNK, 15 e-NK and 15 e-K cations.

hm. % wt. %	TN-M-14 An 3	TN-M-14 An 6	TN-M-13 An 6	TN-J-2a An 2	TN-J-2a An 31	TN-J-14b An 42	TN-M-8 An 10	TN-M-13 An 10
SiO_2	42,58	54,88	51,91	54,99	54,73	42,27	44,76	43,85
TiO_2	3,46	0,04	0,09	0,01	0,17	0,95	0,17	1,73
Al_2O_3	11,96	1,64	5,61	1,62	1,79	12,54	10,65	9,81
Cr_2O_3	0,03	0,07	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03
FeO	11,66	13,76	12,19	12,04	11,61	20,20	20,21	13,59
MnO	0,19	0,28	0,31	0,08	0,15	0,21	0,22	0,23
MgO	12,67	14,95	15,36	16,28	15,88	7,56	7,97	12,57
CaO	11,86	12,81	12,09	12,31	12,19	11,46	12,00	12,13
Na_2O	1,19	0,12	0,53	0,23	0,28	1,18	1,14	0,75
K_2O	1,99	0,05	0,26	0,03	0,05	0,45	0,32	1,69
Total	97,61	98,60	98,35	97,58	96,89	96,84	97,43	96,38
Si	6,290	7,852	7,421	7,871	7,877	6,473	6,785	6,601
Ti	0,379	0,005	0,010	0,001	0,019	0,109	0,020	0,196
Al	2,087	0,277	0,946	0,272	0,304	2,263	1,903	1,741
Fe^{3+}	0,099	0,004	0,159	0,029	0,000	0,349	0,269	0,230
Cr	0,006	0,008	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,003
Fe^{2+}	1,360	1,641	1,297	1,412	1,397	2,237	2,291	1,480
Mn	0,019	0,034	0,038	0,009	0,019	0,027	0,028	0,029
Mg	2,765	3,188	3,273	3,474	3,408	1,726	1,800	2,821
Ca	1,876	1,964	1,851	1,888	1,879	1,880	1,950	1,957
Na	0,434	0,032	0,147	0,064	0,079	0,352	0,335	0,219
K	0,372	0,010	0,047	0,006	0,009	0,089	0,062	0,323
Total	15,687	15,015	15,189	15,026	14,995	15,506	15,443	15,600

Tab. 3
Reprezentatívne analýzy živcov prepočítané na 8 kyslíkov
Representative analyses of feldspars. Calculation is based on 8 oxygen atoms

hm. % wt. %	TN-M-8 An 2	TN-M-13 An 11	TN-M-13 An 46	TN-J-2a An 22	TN-J-2a An 23	TN-J-2a An 26	TN-J-14b An 43	TN-J-4 An 1	TN-J-4 An 2
SiO ₂	59,34	60,74	62,78	61,12	61,01	63,24	58,02	56,86	57,09
Al ₂ O ₃	25,77	25,28	18,86	24,25	24,6	18,73	26,89	27,54	27,53
FeO	0,08	0,14	0,06	0,12	0,14	0,13	0,12	0,17	0,14
CaO	8,08	6,95	0,04	5,95	5,79	0,03	8,74	9,47	9,53
Na ₂ O	7,22	7,52	1,12	7,94	7,91	0,34	6,54	6,39	6,04
K ₂ O	0,07	0,18	13,26	0,15	0,11	14,44	0,14	0,09	0,07
SrO	0,00	0,00	0,04	0,22	0,23	0,00	0,07	0,18	0,14
BaO	0,00	0,00	3,81	0,03	0,04	3,05	0,01	0,00	0,00
Total	100,56	100,81	99,97	99,78	99,83	99,96	100,53	100,70	100,54
Si	2,637	2,699	2,789	2,716	2,711	2,810	2,578	2,526	2,536
Al	1,349	1,324	0,988	1,270	1,288	0,981	1,408	1,442	1,442
Fe	0,003	0,005	0,002	0,004	0,005	0,005	0,004	0,006	0,005
Ca	0,385	0,331	0,002	0,283	0,276	0,002	0,416	0,451	0,454
Na	0,622	0,644	0,102	0,686	0,683	0,031	0,565	0,554	0,523
K	0,004	0,010	0,751	0,008	0,006	0,818	0,008	0,005	0,004
Sr	0,000	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,070	0,002	0,000	0,060	0,000	0,000	0,000
Total	5,000	5,013	4,704	4,977	4,979	4,707	4,979	4,984	4,964
X _{An}	0,38	0,34	0,00	0,34	0,29	0,00	0,42	0,45	0,46
X _{Ab}	0,62	0,65	0,12	0,65	0,71	0,04	0,57	0,55	0,53
X _{Or}	0,00	0,01	0,88	0,01	0,01	0,96	0,01	0,00	0,00



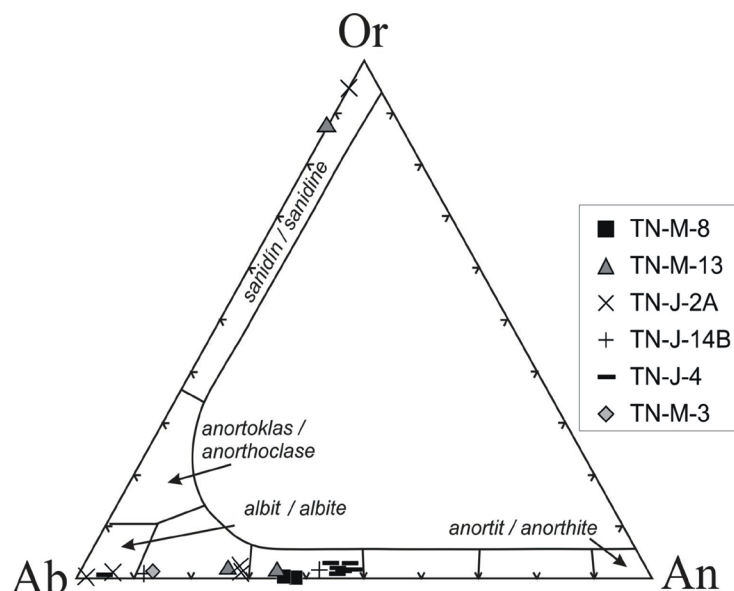
Obr. 5. Klasifikácia Ca amfibolov podľa Leakea et al. (1997).

Fig. 5. Classification of Ca amphiboles after Leake et al. (1997).

Vo všetkých analyzovaných vzorkách je prítomný apatit – CaF. Tvorí veľké hypidiomorfné kryštály a často vystupuje vo forme agregátov. Sprevádza rudnú mineralizáciu v gabre (obr. 4C), nachádza sa aj v anortozite. Väčšinou predstavuje primárny minerál, no v asociácii s allanitom a toritom reprezentuje produkt premeny monazitu. Pre takýto monazit je typický veľmi nízky až žiadny obsah Th, a teda nie je možné využiť jeho prítomnosť na datovanie. Spolu s týmito minerálmi vystupuje v okolitej zóne chlorit a kalcit (obr. 4E). Pozorujeme uzatváranie pyroxénu zatlačeného aktinolitom alebo rozpadajúceho

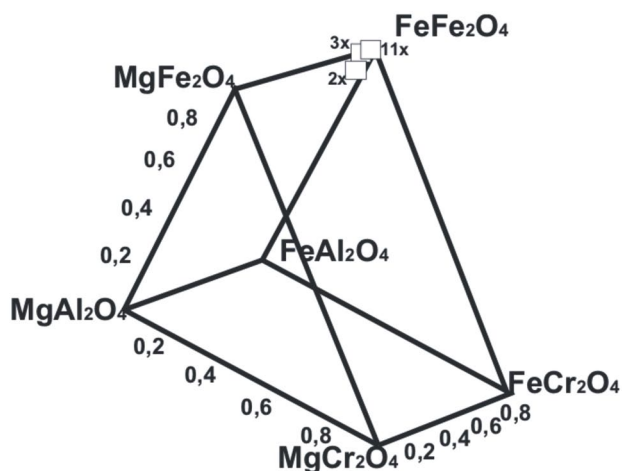
sa amfibolu v apatite. Niekedy sa prerastá s magnetitom alebo je uzatvorený tschermakitom.

Najväčšie zastúpenie medzi rudnými minerálmi majú magnetit a ilmenit. Magnetit sa vyskytuje v podobe homogénnych kryštálov alebo s „exsolúciami“ ilmenitu vo forme rozpadajúcich sa zrn so zachovanými reliktmi lamiel ilmenitu a vo forme inklúzií a „exsolúcií“ v ilmenite. Chemické zloženie je blízke koncovému členu ($Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$) (obr. 7). Obsah TiO₂ je vo väčšine analýz nízky (max. 0,5 hm. %, 0,01 apfu) (tab. 4), vyšší je v „exsolúciách“ (do 3,3 hm. %, 0,1 apfu). Obsah Cr₂O₃ a V₂O₃ je nízky



Obr. 6. Klasifikácia plagioklasov a vysokoteplotných alkalických živcov podľa Deera et al. (1963).

Fig. 6. Classification of plagioclases and high temperature alkaline feldspars after Deer et al. (1963).



Obr. 7. Spinelová klasifikačná prizma, čísla udávajú počet analýz spadajúcich do rovnakého bodu. Upravené podľa Lindsleya (1991).

Fig. 7. Spinel classification prism, numbers give amount of analyses falling to the same point. Modified after Lindsley (1991).

(do 0,9 hm. %, 0,03 *apfu* a do 0,5 hm. %, 0,01 *apfu* v „exsolúciách“). Magnetit je v mnohých prípadoch intenzívne chloritizovaný. Novotvorené, idiomorfne ohraničené zrná sa vyskytujú v korundových žilkách spolu s chloritom a bližšie neurčenou Al fázou. Na styku zŕn magnetitu a ilmenitu pozorujeme korund.

Ilmenit vystupuje vo forme veľkých kryštálov prevažne s „exsolúciami“ magnetitu alebo je v štádiu rozpadu, pričom vzniká magnetit, rutil a titanit. Ilmenit obsahuje do 1,46 hm. %, 0,03 *apfu* MnO (tab. 4). Exsolvovaný ilmenit obsahuje vyššie množstvo MnO (do 3,4 hm. %, 0,07 *apfu*),

pričom obsah MgO a CaO je veľmi nízky (max. 0,8 hm. %, 0,03 *apfu*). Okolo ilmenitu často pozorujeme titanitový lem. Ak je ilmenit uzatvorený v amfibole, nachádza sa už v štádiu rozpadu.

Rutil a titanit vystupujú spolu s ilmenitom. Rutil ako produkt rozpadu ilmenitu tvorí v ňom malé šošovky, prípadne tvorí lem okolo rozpadajúcich sa zŕn (obr. 4D). Takýto rutil má chemické zloženie blízke koncovému čľenu TiO_2 , pozorujeme prímies Fe. Titanit tvorí žily, inklúzie a lemy, ktoré vytvára okolo ilmenitu. Tieto lemy, ktoré sú produktom rozpadu ilmenitu, majú niekedy zvýšený obsah Al a Fe (tab. 5) v porovnaní s titanitom v drobných žilkách.

Exsolučné procesy pozorujeme prevažne v magnetite a ilmenite (obr. 4F), vyskytujú sa aj v amfibole alebo reliktoch pyroxénov. Magnetitové „exsolúcie“ v ilmenite sú bežnejšie ako ilmenitové v magnetite. Štruktúru „exsolúcií“ sme pozorovali v polarizačnom mikroskope v odrazenom svetle a v BSE. Vyskytujú sa jednoduché lamely ilmenitu v magnetite rovnobežné s (111), mriežky tenkých „exsolúcií“ alebo „exsolúcie“ rôznych typov v rámci jedného zrna. Magnetit vytvára v ilmenite tenké rovnobežné lamely.

Celohorninová analýza

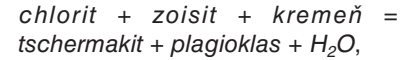
Na celohorninovú analýzu sa vybrali vzorky anortozitu (TN-J-1, TN-M-3) a amfibolického gabra (TN-J-14b, TN-M-14a). Anortozity majú kumulátový charakter. Potvrdzuje to vysoký obsah Ba a Sr a výrazne pozitívna Eu anomália (tab. 6, obr. 8). Kumulátový charakter gabier naznačuje nízky obsah Zr a mierne pozitívna Eu anomália. Pre horniny je typický nízky obsah Nb (max. 1,3 ppm) a Ta (max. 1 ppm) (Lexa et al., 2006). Gabro je subalkalické, so zložením blízky tholeiitu. Z výsledkov analýz je zreteľné, že hornina nie je obohatená o prvky skupiny platiny.

Tab. 4
Representative analyses of magnetite and ilmenite
Representative analyses of magnetite and ilmenite calculated after Carmichael (1967)

hm. % wt. %	TN-M-13 An 9	TN-M-8 An 16	TN-M-8 An 18	TN-M-8 An 3	TN-M-13 An 11	TN-M-8 An 14	TN-M-8 An 13	TN-M-8 An 1	TN-M-13 An 8	TN-M-8 An 1	TN-M-8 An 17	TN-M-13 An 2	TN-M-13 An 9	TN-M-8 An 12	TN-M-8 An 11	TN-M-8 An 2
	magnetit/magnetite								ilmenit/ilmenite							
SiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
TiO ₂	2,46	3,31	2,86	1,22	1,72	0,06	0,05	0,46	49,40	50,51	50,74	47,58	48,18	51,13	49,71	49,79
Al ₂ O ₃	0,01	0,07	0,07	0,07	0,05	0,05	0,03	0,54	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
Fe ₂ O ₃	61,60	60,40	61,00	61,20	63,50	66,10	66,80	63,40	3,80	1,60	1,40	4,30	4,80	1,10	3,20	2,60
Cr ₂ O ₃	0,43	0,02	0,07	0,22	0,04	0,08	0,05	0,73	0,06	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,02	0,11
V ₂ O ₅	0,13	0,33	0,23	0,00	0,00	0,45	0,41	0,91	0,21	0,00	0,18	0,00	0,00	0,19	0,23	0,31
FeO	32,10	33,30	32,70	29,80	31,70	30,10	30,40	30,40	40,30	45,35	44,20	39,90	41,50	44,40	43,20	42,50
MnO	0,14	0,06	0,05	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	3,39	1,41	1,29	2,21	1,45	1,46	1,41	0,95
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,30	0,05	0,05	0,36	0,17	0,07	0,04	0,75
CaO	0,16	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,12	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02
Total	97,03	97,52	97,10	92,60	97,00	94,50	95,50	96,50	97,58	98,95	97,89	94,5	96,2	98,39	97,82	97,10
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,073	0,098	0,085	0,038	0,051	0,002	0,002	0,014	0,960	0,984	0,984	0,956	0,952	0,987	0,966	0,970
Al	0,001	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,001	0,025	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Fe ³⁺	1,839	1,799	1,825	1,912	1,894	1,977	1,980	1,895	0,074	0,031	0,027	0,087	0,096	0,022	0,063	0,050
Fe ²⁺	1,062	1,096	1,083	1,036	1,051	0,999	1,002	1,011	0,871	0,951	0,954	0,891	0,912	0,952	0,934	0,920
Cr	0,014	0,001	0,002	0,007	0,001	0,003	0,002	0,023	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,013	0,029	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,005	0,006
Mn	0,005	0,002	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,074	0,031	0,028	0,050	0,032	0,032	0,031	0,021
Mg	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,012	0,002	0,002	0,014	0,007	0,003	0,002	0,029
Ca	0,007	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
Total	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	2,999	3,000	3,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Diskusia

Skúmaný gabrovo-anortozitový masív na lokalite Must ull reprezentuje zvrstvenú intrúziu umiestnenú v kratonickom bloku. Pozorujeme striedanie vrstiev pyroxenitu, anortozitu a gabra (Lexa et al., 2006). Vek anortozitu stanovený U-Pb datovaním zirkónov je 1 800 – 3 000 Ma (Rodionov et al., 2003). Pozorovanie asociácií minerálov, mikroštruktúr a variácií chemického zloženia potvrdzuje polymetamorfny vývoj gabroidného masívu. Pôvodné pyroxény boli retrográdne nahradené amfibolmi a hornina nadobudla charakter amfibolického gabra. Najmladšie minerály (amfibol, titanit a chlorit) majú zvýšený obsah Al. Svedčí to o ďalšom štádiu premeny, ktoré nasledovalo po retrográdnej metamorfóze. To môže charakterizovať reakcia



ktorá predstavuje prechod z fácie zelených bridlíc do amfibolitovej fácie pri nízkom tlaku. Titanit so zvýšeným obsahom Al tvorí reakčný lem okolo rozpadových zŕn ilmenitu. Podľa Harlova et al. (2006) je tvorba takéhoto lemu v podmienkach amfibolitovej fácie asociovaná s prítomnosťou aktinolit. Na rast titanitu je potrebný zdroj Ca a znížovanie obsahu Fe za prítomnosti fluidnej fázy. Vznik Al titanitového lemu ako dôsledok reakcií nahrádzajúcich pyroxén amfibolom vyžaduje zvýšenie oxidačného potenciálu prostredia. Do úvahy pripadajú reakcie Al – OH vzťahujúce sa na horninu obsahujúcu Ca amfibol, malé množstvo klnopyroxénu a magnetit. V podmienkach amfibolitovej fácie obsah Al závisí predovšetkým od zloženia koexistujúcej fluidnej fázy, nie od tlaku a teploty (Markl a Piazzolo, 1999).

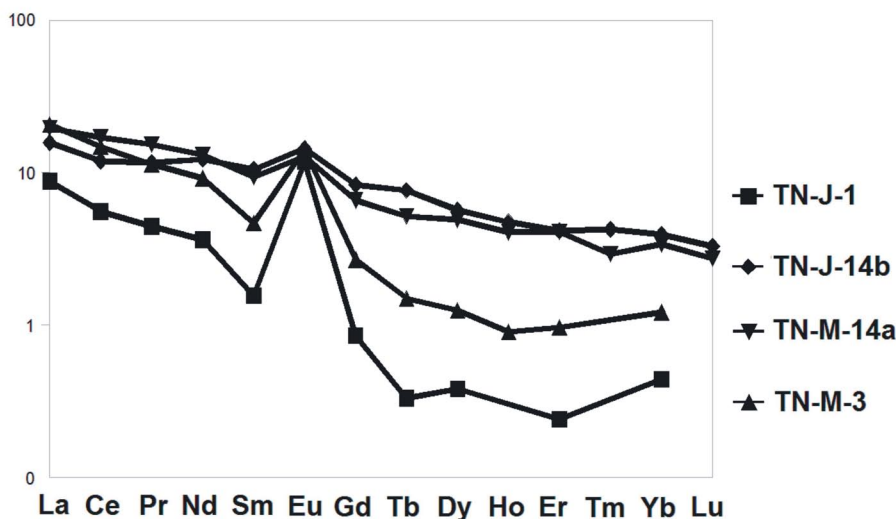
Primárna magmatická Fe-Ti oxidická mineralizácia nebola v dôsledku polymetamorfneho vývoja horninového komplexu výrazne modifikovaná. Pozorujeme dva typy rudných minerálov – staršie zrná s vyvinutými oxyexsolúciami a mladšie, homogénne zrná. Sledovaním „exsolučných“ lamiel Fe-Ti oxidov môžeme odhadnúť priebeh chladnutia hornín (Lindsley, 1991). V pomaly chladnúcich horninách, kde prebiehala difúzia iónov dlhšie, sú

Tab. 5
Reprezentatívne analýzy titanitu prepočítané na 5 kyslíkov
Representative analyses of titanite. Calculation is based
on 5 oxygen atoms

hm. % wt. %	TN-M-8 An 15	TN-J-14b An 32	TN-J-14b An 33	TN-J-2a An 16	TN-J-2a An 19
SiO ₂	30,79	30,62	30,70	30,60	30,92
TiO ₂	32,15	37,91	37,80	37,83	37,62
Al ₂ O ₃	4,46	0,75	1,08	0,72	1,13
Cr ₂ O ₃	0,07	0,00	0,00	0,03	0,00
FeO	4,29	0,79	1,21	0,74	1,07
MnO	0,03	0,04	0,02	0,06	0,05
MgO	1,49	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	25,56	26,94	27,18	27,20	27,33
Total	98,83	97,05	97,99	97,18	98,13
Si	1,018	1,026	1,021	1,026	1,027
Ti	0,800	0,956	0,946	0,954	0,939
Al	0,174	0,030	0,042	0,028	0,044
Cr	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe	0,119	0,022	0,034	0,021	0,030
Mn	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001
Mg	0,073	0,001	0,000	0,000	0,000
Ca	0,905	0,967	0,969	0,977	0,972
Total	3,092	3,002	3,013	3,007	3,013

Tab. 6
Celohorninové analýzy z anortozitu a gabra (Lexa et al., 2006)
Whole-rock analyses of anorthosite and gabbro (Lexa et al., 2006)

hm. %/wt. %	TN-J-1	TN-M-3	TN-M-14a	TN-J-14b
SiO ₂	52,67	52,43	48,08	48,89
TiO ₂	0,14	0,25	0,57	0,93
Al ₂ O ₃	24,93	25,18	17,20	18,66
Cr ₂ O ₃	0,006	0,023	0,050	0,007
Fe ₂ O ₃	3,75	2,91	9,52	10,80
MnO	0,03	0,03	0,13	0,11
MgO	2,54	1,99	9,14	5,62
CaO	8,84	8,25	10,37	9,55
Na ₂ O	4,14	5,20	1,98	3,03
K ₂ O	0,86	0,89	1,02	1,33
P ₂ O ₅	0,04	0,10	0,11	0,03
Total	99,65	99,66	99,89	99,77
ppm				
Ba	1 020,8	733,2	650,3	448,3
Co	18,1	10,2	51,3	34,5
Ga	19,4	18,6	15,6	25,7
Sr	1 261,1	1 538,7	562,2	724,4
V	11	17	161	210
Zr	3,2	22,4	35,6	17,3
Y	0,8	2,9	9,4	10,4
Mo	0,1	0,1	0,1	0,1
Cu	3,1	2,7	16	21,4
Pb	0,4	0,8	1,4	0,5
Zn	22	33	25	35
Ni	22,8	12,7	49,4	31,5



Obr. 8. Chondriticky normalizované hodnoty obsahu prvkov vzácnych zemín (REE) podľa Andersa a Grevesseho (1989), upravené podľa hodnôt analýz prevzatých z práce Lexa et al. (2006).

Fig. 8. Chondrite-normalized diagram of REE after Anders and Grevesse (1989), modified after analyses from Lexa et al. (2006).

lamely hrubšie. Pri rýchlom, no nie prudkom ochladzovaní sa tvoria jemné lamely. Podľa našich pozorovaní sa v jednotlivých zrnách vyskytujú viaceré typy exsolúcií, ktoré charakterizujú rôzne procesy. Pozorujeme štruktúry typické pre vysokoteplotnú deuterickú oxidáciu ilmenitu za vzniku Fe rutilu, zrovnovážňovanie tuhého roztoku ilmenit – hematit, oxidáciu titanomagnetitu a subsolidovú redukciu ilmenitu (Lindsley, 1991).

Prítomnosť Fe-Ti oxidov vo zvrstvených gabroidných intrúziách môže naznačovať prítomnosť prvkov skupiny

platiny. PGE ložiská sú asociované s rôznymi typmi maficko-ultramafických hornín zahŕňajúcich aj dunity, harzburgity, anortozity a diority. Podobné výskyty zvrstvených intrúzií sú napríklad v komplexe Rio Jacaré v Brazílii (Sá et al., 2005), Birch lake a Sonju lake v komplexe Duluth v Minnesote (Miller et al., 2002), Rincon del Tigre v Bolívii (Prendergast et al., 1998) či v komplexe Coldwell v Ontáriu (Barrie et al., 2002). Vek týchto intruzívnych telies sa prevažne pohybuje v rozmedzí 2 440 – 1 100 Ma. Mineralizácia prítomná v spomínaných komplexoch

vzhľadom na nízky obsah PGE (0,5 – 5,5 ppm) nie je ekonomická (Maier, 2005). V študovanom gabroidnom masíve na lokalite Must ull je situácia podobná, pričom obsah PGE je ešte nižší (ppb). Chromit, ktorý asociuje s PGE mineralizáciou, sa v našich vzorkách nenachádza. Magnetit a ilmenit kryštalizujú neskôr ako chromit (Irvine, 1975). Neskoré štádium frakčnej kryštalizácie Fe-Ti oxidov má za následok ich umiestnenie vo vrchnej časti zvrstvených intrúzií, chromit sa nachádza v bazálnej časti. Rudné minerály študovaných vzoriek vyplňajú intersticiálny priestor medzi horninotvornými silikátmi. Je to možné vysvetliť mechanizmom oddelenia nemiešateľnej oxidickej taveniny zo silikátovej magmy bohatej na Fe a Ti (Kolker, 1982). Takáto tavenina je hustejšia ako silikátová a preniká ňou smerom do spodnejších úrovní intrúzie. Pre anortozit sa taktiež predpokladá vznik Fe-Ti mineralizácie z nemiešateľnej taveniny obohatenej o Fe a Ti (Naslund et al., 2002). V študovaných vzorkách sprevádza apatit rudnú mineralizáciu rovnako v gabra aj anortozite. Apatit je bežne asociovaný s oxidickými rudami, ktoré vznikli z nemiešateľných Fe-Ti tavenín (Jakobsen et al., 2005).

V Fe-Ti oxidoch, ktoré vznikli v procese frakčnej kryštalizácie zo silikátovej magmy, s postupujúcou diferenciáciou pozorujeme pokles obsahu V a Al a nárast obsahu Ti, Mn a Zn (Duchense, 1972). Magnetit s vyšším obsahom Cr kryštalizoval z taveniny s primitívnejším zložením (Lister, 1966). V analyzovaných zrnách magnetitu je obsah MgO a Al_2O_3 nižší ako 1 hm. %, čo odráža subsolidovú redistribúciu prvkov (Frost a Lindsley, 1991). Analyzovaný ilmenit má obsah MgO nižší ako 1 hm. %. Je to dôsledok reekvilibrácie s Fe-Mg silikátmi počas pomalého chladnutia. Reekvilibrácia oxidov pri vysokej teplote zahŕňa intergranulárnu výmenu Fe^{3+} a Ti medzi titanomagnetitom a ilmenitom (Frost, 1988). Pri strednej teplote sa titanomagnetit zrovnovážňuje procesom oxyexsolúcie. Pri nižšej teplote proces produkuje lamely ilmenitu v smere (111) v spineli. Počas chladnutia klesá v spineli obsah Ti. Vo väčšine plutonických hornín má spinel zloženie blízke ku koncovému členu s nízkym obsahom Ti a len so stopovým množstvom MgO a Al_2O_3 . To je charakteristické aj pre magnetit z analyzovaných vzoriek. Ilmenit je v mafických systémoch ochudobnený o ión Fe^{3+} .

Podľa výsledkov celohorninovej analýzy je obsah PGE prvkov veľmi nízky. V študovanom gabroidnom masíve sa tento druh mineralizácie nezistil ani napriek vhodnej geotektonickej pozícii (kratón), typu horniny (veľké gabroidné masívy so zvrstvenou textúrou, kumulátový typ hornín) a prítomnosti Fe-Ti oxidov.

Záver

Horniny gabroidných masívov na lokalite Must ull podstúpili polymetamorfny vývoj. Hlavným indikátorom metamorfných podmienok je viacero generácií amfibolu. Napriek pokročilému stupňu premeny pôvodnej horniny sa zachovali relikty magmatických minerálov a štruktúr. Prítomnosť Fe-Ti mineralizácie môže svedčiť o tom, že v skúmanej oblasti je odkrytá vrchná časť zvrstveného

gabroidného masívu. Hoci v tektonickej pozícii skúmanej asociácie hornín je možné predpokladať prítomnosť PGE mineralizácie, celohorninové analýzy tento predpoklad nepotvrdili. Minerály prvkov skupiny platiny obvykle asociujú v tomto type hornín s chromitom, ktorý sa zvyčajne nachádza v hlbších úrovniach zvrstvených intrúzií. Na potvrdenie prítomnosti PGE mineralizácie je potrebný detailný vyhľadávaci prieskum.

Podakovanie. Práca nadväzuje na geologický výskum urobený v tejto oblasti v roku 2005. Ďakujeme vedúcemu tohto projektu Dr. J. Lexovi za poskytnutie vzoriek. Za vyhotovenie mikrosondových analýz ďakujeme Dr. P. Konečnému a Dr. I. Holickému z ŠGÚDŠ. Ďakujeme recenzentovi Dr. M. Ondrejčkovi za pripomienky a návrhy na zlepšenie pôvodného rukopisu.

Literatúra

- ANDERS, E. & GREVESSE, N., 1989: Abundances of the elements: Meteoritic and solar. In: *Geochim. cosmochim. (Oxford)*, Acta 53, 197 – 214.
- ARMSTRONG, J. T., 1988: Quantitative analysis of silicate and oxide minerals: comparison of Monte Carlo, ZAF and phi-rho-z procedures. In: *Newbury, D. E. (ed.): Microbeam analysis – 1988. San Francisco, San Francisco Press.*
- BADARCH, G., CUNNINGHAM, W. D. & WINDLEY, B. F., 2002: A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for Phanerozoic crustal growth of Central Asia. In: *Journal Asian Sci.*, 21, 87 – 110.
- BARRIE, C. T., MAC TAVISH, A. D., WALFORD, P. C., CHATAWAY, R. & MIDDAUGH, R., 2002: Contact-type and magnetite reef-type Pd-Cu mineralization in ferroan olivine gabbros of Coldwell Complex, Ontario. In: *Cabri, L. J. (ed.): Can. Inst. Min. Metall. Petrol., Spec. He Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-group Elements*, 54, 321 – 338.
- BUCHAN, C., CUNNINGHAM, W. D., WINDLEY, B. F. & TOMURTUU, D., 2001: Structural and lithostratigraphical characteristics of the Bayankhongor ophiolite zone, Central Mongolia. In: *J. Geol. Soc. London*, 158, 445 – 460.
- CARMICHAEL, I. S. E., 1967: The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. In: *Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York)*, 14, 36 – 64.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J., 1963: Rock-forming minerals 4. *New York, Wiley*, 435.
- DEJIDMAA, G., DOJRGOTOV, D., GEREL, O. & GOTOVSUREN, A., 2005: Preliminary description of mineral deposit models (types) for Mongolia. In: *Seltmann, R., Gerel, O., Kirwin, D. J.: Geodynamics and metallogeny of Mongolia with a special emphasis on copper and gold deposits*, 31 – 52.
- DUCHENSE, J. C., 1972: Iron-titanium oxide minerals in the Bjerkrem-Sogndal massif, South-Western Norway. In: *J. Petrology (Oxford)*, 13, 57 – 81.
- FROST, B. R., 1988: A review of graphites-ulphide-oxide-silicate equilibria in metamorphic rocks. In: *Rendiconti Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 43, 25 – 40.
- FROST, B. R. & LINDSLEY, D. H., 1991: Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. In: *Lindsley, D. H. (ed.): Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance. Miner. Soc. Am. Rev. Miner.*, 25, 433 – 468.
- HARLOV, D., TROPPER, P., SEIFERT, W., NIJLAND, T. & FÖRSTER, H. J., 2006: Formation of Al-rich titanite ($CaTiSiO_4O - CaAlSi_4OH$) reaction rim on ilmenite in metamorphic rocks as a function of fH_2O and fO_2 . In: *Lithos (Oslo)*, 88, 72 – 84.
- IRVINE, T. N., 1975: Crystallization sequences in Muskox intrusion and other layered intrusions. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. In: *Geochim. cosmochim. Acta (Oxford)*, 39, 991 – 1 020.

- JAKOBSEN, J. K., VEKSLER, I. V., TEGNER, C. & BROOKS, C. K., 2005: Immiscible iron- and silica-rich melts in basalt petrogenesis documented in the Skaergaard intrusion. *In: Geology*, 33, 885 – 888.
- KOLKER, A., 1982: Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis. *In: Econ. Geol. (New Haven)*, 77, 1 146 – 1 158.
- LEAKE, B. E. (ed.), 1997: Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa)*, 35, 219 – 246.
- LEXA, J., CHOVAN, M., DELGERTSOGT, B., BAČO, P., BAKOS, F., VOJTOK, R., HURAJOVÁ, M., UHER, P., DEMKO, R., OZDÍN, D. & BYSTRICKÁ, G., 2006: Platinum-group and rare-earth element mineralizations of Western Mongolia: A regional resource assessment. Final report of the UNDP project. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 151.
- LINDSLEY, D. H., 1991: Oxide minerals: Petrologic and magmatic significance. *In: Rev. Mineral.*, 25, 509.
- LISTER, G. F., 1966: The composition and origin of selected iron-titanium deposits. *In: Econ. Geol. (New Haven)*, 61, 275 – 310.
- MAIER, W. D., 2005: Platinum-group element (PGE) deposits and occurrences: Mineralization styles, genetic concepts, and exploration criteria. *In: Journal African Sci.*, 41, 165 – 191.
- MARKL, G. & PIAZOLO, S., 1999: Stability of high-Al titanite from low-pressure calcsilicates in the light of fluid and host-rock composition. *In: Amer. Mineralogist (Washington)*, 84, 37 – 47.
- MIDDLEMOST, E. A. K., 1997: Magmas, rocks and planetary development. A survey of magma/igneous rock system. *London, Addison Wesley Longman limited*, 299.
- MORIMOTO, N., FABBERS, J., FERGUSON, A. K., GINZBURG, I. V., ROSS, M., SEIFERT, F. A. & ZUSSMAN, J., 1988: Nomenclature of pyroxenes. *In: Mineral. Petrol.*, 39, 55 – 76.
- NASLUND, H. R., HENRIQUEZ, F. & NYSTROM, J. O., 2002: Magmatic iron ores and associated mineralization: Examples from the Chilean High Andes and Coastal Cordillera. *In: Porter, T. M. (ed.): Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*, 207 – 228.
- OBOLENSKIY, A. A., RODIONOV, S. M., ARIUNBILEG, S., DEJIDMAA, G., DISTANOV, E. G., DORJGOTOV, D., GEREL, O., HWANG, D. H., SUN, F., GOTOVSUREN, A., LETUNOV, S. N., LI, X., NOKLEBERG, W. J., OGASAWARA, M., SEMINSKY, Z. V., SMELOV, A. P., SOTNIKOV, V. I., SPIRIDONOV, A. A., ZORINA, L. V. & YAN, H., 2007: Mineral deposit models for Northeast Asia. *Web version of 4. 11. 2009.* <http://minerals.usgs.gov/web/projects/minres.html>
- OZDÍN, D., 2004: Skratky minerálov schválené IMA. *In: Miner. Slov. (Bratislava)*, 36, 361 – 370.
- PRENDERGAST, M., BENNETT, M. & HENICKE, G., 1998: Platinum exploration in the Rincon del Tigre Complex, Eastern Bolivia. *In: Trans. Inst. Min. Metallurgy (London)*, 107, 39 – 47.
- REYNOLDS, I. M., 1985: The nature and origin of titaniferous magnetite-rich layers in the upper zone of the Bushveld Complex: A review and synthesis. *In: Econ. Geol. (New Haven)*, 80, 1 089 – 1 108.
- RODIONOV, S. M. (ed.), 2003: Preliminary metallogenic belt and mineral deposit maps for Northeast Asia. *USGS open file report*, 204.
- SÁ, J. H. S., BARNES, S.-J., PRICHARD, H. M. & FISHER, P. C., 2005: The distribution of base metals and platinum-group elements in magnetites and their host rock in Rio Jacaré Intrusion, Northeastern Brazil. *In: Econ. Geol. (New Haven)*, 100, www.le.ac (web version of 26.11.2008)

Rukopis doručení 1.2.2010

Revidovaná verzia doručená 18.2.2010

Rukopis akceptovaný red. radou 17.2.2010

Mineralogy of gabbro and anorthosite from Tarvagatay nuruu Mts. (Central Mongolia)

Our research was aimed at mineralogy, genesis and evaluation of platinum group elements (PGE) potential of gabbroic rocks. Mongolia is tectonically divided by Mid-Mongolian lineament into Northern area affected by Caledonian orogenesis and Southern area affected by Variscan orogenesis (Fig. 1; Buchan et al., 2001). Gabbro-anorthosite layered intrusion is situated on SW part of Tarvagatay nuruu Mts. in Must ull locality. Gabbroic rocks are emplaced in cratonic block in northern part of studied area. Central part of the gabbro-anorthosite massif consists of coarse-grained anorthosite, gabbro, leucogabbro and pyroxenite (Lexa et al., 2006). Gabbro often consists of light gabbro-anorthosite layers and mafic pyroxenite/gabbro layers (Fig. 2A). Gabbro has fine grained, coarse grained or cumulate structure (Fig. 2B, D). Anorthosite has coarse grained to massive structure (Fig. 2C). Gabbroic rocks underwent a retrograde metamorphic recrystallization. Main primary rock forming mineral is pyroxene with diopside composition (Tab. 1). It was replaced by amphibole (Figs. 3A and 4A). There are several types of amphiboles with hornblende, actinolitic and tschermakitic composition (Tab. 2, Fig. 5). Hornblende and actinolite represent retrograde stage of gabbro evolution. Both amphiboles are idiomorphic and rich green (Figs. 3A and 4B). We assume that the youngest amphibole (tschermakite) indicates a change of conditions from retrograde to higher temperature conditions.

Plagioclase is often affected by saussuritization and sericitization and its composition is less basic due to retrograde processes and alterations (Tab. 3, Figs. 3B and 6). Observed apatite-ilmenite-titanomagnetite mineralization (Dejidmaa et al., 2005) is disseminated in gabbro (less in anorthosite) or forms veins in anorthosite. Hypidiomorphic apatite grains often form aggregates and are always associated with ore minerals in both, gabbro and anorthosite (Figs. 3C and 4C). Magnetite and ilmenite are the main ore minerals. Primary grains have various structural types of oxyexsolutions (Figs. 3D and 4F), homogenous grains are probably younger. Magnetite oxyexsolutions in ilmenite are more frequent than ilmenite oxyexsolutions in magnetite. Magnetite is close to the end member composition (Fig. 7) with low content of minor elements (Ti, Cr, V; Tab. 4). Ilmenite contains increased Mn, but it has low content of Mg and Ca (Tab. 4). Ilmenite breaks down and forms titanite Al-rich rims (Tab. 5; Fig. 4D). Monazite, observed as disintegrated grains (Fig. 4E), is surrounded by apatite and allanite. This monazite has very low or zero content of Th, thus is not suitable for U-Pb-Th chime dating. Based on the whole rock analysis, anorthosite and gabbro are cumulate rocks (Tab. 6, Fig. 8). Factors like the presence of Fe-Ti mineralization, lithology and emplacement of rock in cratonic block are good indicators to assume a presence of PGE mineralization, even though, we have not observed this.