

Plagioklasy, pyroxény a olivíny v bazaltických andezitoch z Turčeka: indikátory procesov v magmatickom systéme

VIERA KOLLÁROVÁ

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
viera.kollarova@geology.sk

Plagioclases, pyroxenes and olivines in basaltic andesites from Turček: The indicators of the processes in the magmatic system

Plagioclases, pyroxenes and olivines in basaltic andesites from the locality Turček (Kremnické vrchy Mts.) revealed highly variable conditions at which these minerals had crystallized. It suggests a very dynamic magma chamber(s?) below the volcanic structure which produced volcanic rocks of the Turček Formation. A material of various origin included in phenocrysts is an evidence of activity of the chamber(s?). Cr-augite clinopyroxene cores and xenocryst of olivine with reaction rim may have been of an upper-mantle origin. These Cr-augites have $Mg\# > 0.88$ and one of them has orthopyroxene inclusions (exsolutions?) with 30.76 wt.% MgO and 0.39 wt.% Cr_2O_3 . Olivine xenocryst has a reaction rim composed of clinopyroxene, orthopyroxene, plagioclase and spinel. Plagioclases with $An > 80$ (their cores can be sieve-textured), Mg-rich cores of clinopyroxenes with low Cr content, Mg-rich mantles and rims of clinopyroxenes, Mg-rich inner parts of orthopyroxenes and olivine phenocrysts originated in a basaltic magma. Differentiated magma products correspond to Fe-rich (often greenish) cores of pyroxenes, orthopyroxene of almost ferrosilitic composition and weakly zoned clino- and orthopyroxene phenocrysts from the sample NV-TU-8. There is only a little difference between chemical composition of plagioclase core with sieve texture and a composition of mantle (rim) which directly overgrows sieve-textured plagioclase. This suggests that sieve texture was produced by magmatic decompression. The non-equilibrium phenomena as reversal zoning especially in clinopyroxenes, large compositional differences of adjacent zones in pyroxenes, orthopyroxene reaction rims around olivine phenocrysts and orthopyroxenes rimmed by clinopyroxene are often interpreted as products of magma mixing. More acidic mantles and rims of plagioclase phenocrysts, small plagioclase phenocrysts with An lower than $\approx 70\%$ and thin rims with $Mg\#$ much lower than pyroxenes from NV-TU-1, which they overgrow, originated in the basaltic andesite magma. Groundmass pyroxenes and plagioclases crystallized as the last ones. The presence of upper mantle and crustal materials and various processes which are recorded in minerals of basaltic andesites from Turček, suggest a multi-stage evolution of magma melt, maybe in more magmatic reservoirs.

Key words: plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, olivine, basaltic andesites, processes in magmatic systems, Turček Formation, Kremnické vrchy Mts., Western Carpathians

Úvod

Minerálne fázy nachádzajúce sa vo vulkanických horninách v rôznych podobách a pozíciách (výrastlice, xenokryštály, súčasť základnej hmoty alebo rôznych uzavrení) predstavujú dôležitý zdroj informácií o procesoch prebiehajúcich v magmatických systémoch – od zdrojovej oblasti až po utuhnutie lávy na zemskom povrchu. Už samotný kryštál minerálu, jeho kryštalografické obmedzenie, zonálnosť, uzavreniny, ďalej chemické a izotopové analýzy jeho jednotlivých častí nám môžu objasniť, v akých podmienkach vznikali. O to viac štúdium populácií jednotlivých minerálnych druhov prítomných vo vzorke môže komplexnejšie informovať o procesoch, ktoré mali vplyv na vznik horniny.

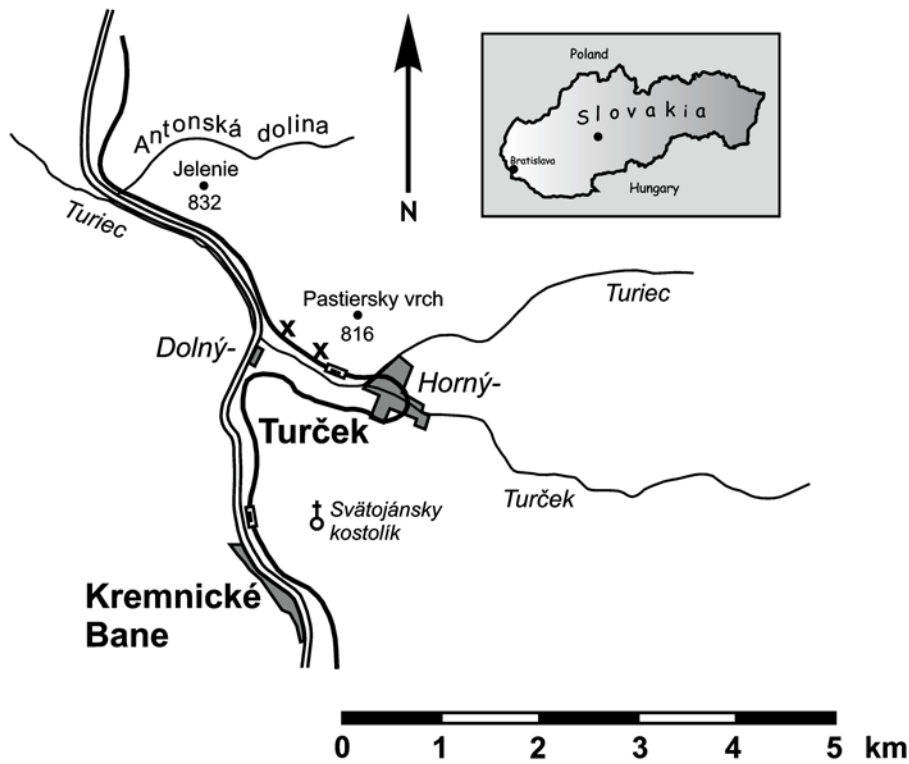
V nedávnom období vzniklo niekoľko významných prác, ktoré sa venujú špeciálne niektorému z minerálov. Plagioklasy vo vulkanických horninách v poslednom

období študovali napr. Seaman (2000), Tepley et al. (2000) a Berlo et al. (2007). Klinopyroxény boli predmetom štúdia Nakagawu et al. (2002) a olivíny Coombsovej a Gardnera (2004).

Bazaltické andezity turčeckej formácie boli opísané v práci Lexu et al. (1998) a Liščáka et al. (1995), kde je uvedená ich geologická pozícia a petrografická charakteristika. Predkladaná práca podáva nové a rozšírené poznatky o hlavných minerálnych fázach (olivíny, pyroxény, plagioklasy) v bazaltických andezitoch turčeckej formácie, čím nadväzuje na výsledky publikované v prácach Kollárovej (2000, 2004).

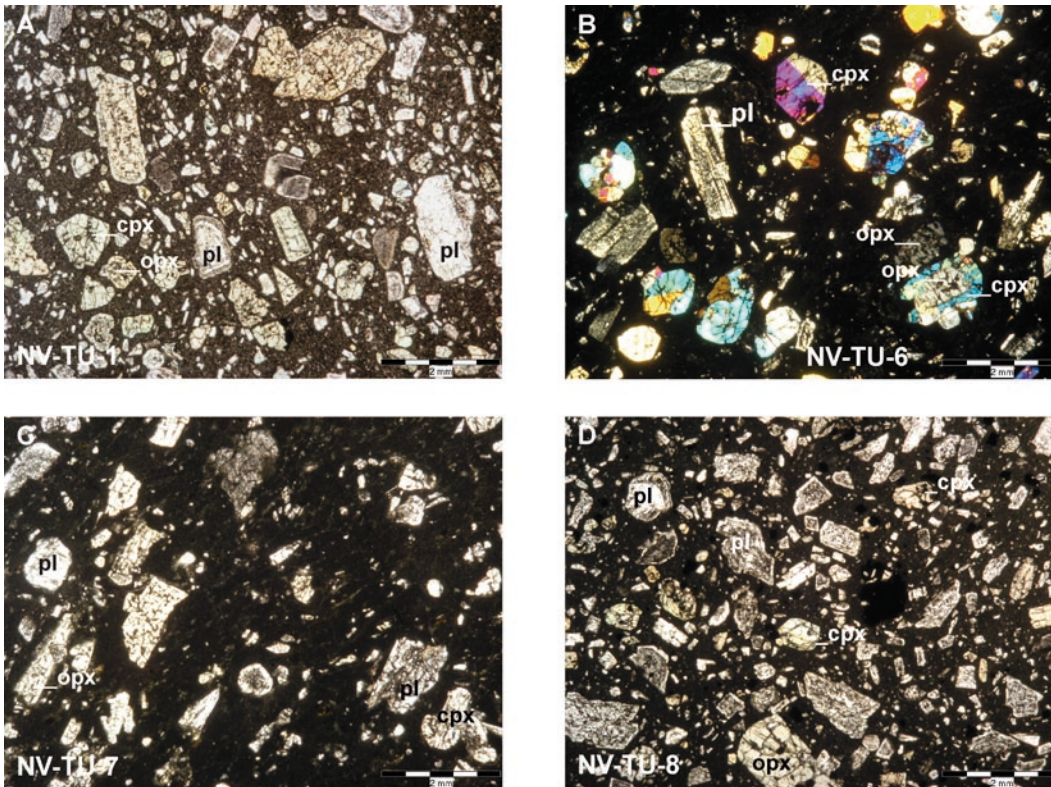
Geologická pozícia

Študované vzorky bazaltických andezitov boli odobraté z lávového prúdu v blízkosti železničnej trate Zvolen – Vrútky v obci Turček (asi 6 km na S od Kremnice, obr. 1).



Obr. 1. Mapa okolia Turčeka, x – miesta odberu vzoriek.

Fig. 1. The map of the Turček area, x – the sampling sites.



Obr. 2. Mikrofotografie študovaných vzoriek. A – vzorka NV-TU-1, pri jednom nikole; B – vzorka NV-TU-6, skřížené nikoly; C – vzorka NV-TU-7, pri jednom nikole; D – vzorka NV-TU-8, pri jednom nikole.

Fig. 2. Microphotos of studied samples. A – sample NV-TU-1, plane-polarized light; B – sample NV-TU-6, crossed polars; C – sample NV-TU-7, plane-polarized light; D – sample NV-TU-8, plane-polarized light.

Tieto horniny stratigraficky patria do *turčeckej formácie* (Konečný et al., 1983). Turčecká formácia je produktom vulkanickej aktivity, ktorá sprevádzala počiatkové štádium subsidencie kremnického grabenu (Lexa et al., 1998). Autori definujú turčeckú formáciu ako litologicky pestrý súbor lávových prúdov, hyaloklastitových brekcií, autochtónnych a redeponovaných pyroklastík a epiklastík bazaltov, bazaltických, pyroxenických a leukokratických andezitov. Ojedinele sú prítomné aj dacity.

V podloží turčeckej formácie sa nachádza erodovaný povrch hornín zlatostudnianskej formácie – spodný až stredný bádén, v jej nadloží sú horniny formácie Kremnického štítu a krahulskej formácie – vrchný bádén (Konečný et al., 1983). Preto Lexa et al. (1998) zaraďujú turčeckú formáciu do vrchného bádenu.

Metodika práce

Zo štyroch vzoriek označených ako NV-TU-1, NV-TU-6, NV-TU-7 a NV-TU-8 bol preštudovaný výbrusový materiál v optickom mikroskope JENAPOL a zároveň z nich bola vyhotovená podrobná fotografická dokumentácia pomocou digitálneho fotoaparátu Olympus Camedia C5060 v ŠGÚDŠ Bratislava. Mikrofotografie týchto vzoriek sa nachádzajú na obr. 2.

Minerálne fázy boli analyzované na elektrónovom mikroanalýzátore CAMECA SX 100 v ŠGÚDŠ Bratislava. Bolo použité urýchľovacie napätie 15 kV, merací prúd 20 nA a šírka elektrónového lúča 5 μm . Analyzované prvky, ich merané spektrálne čiary a použité štandardy: Si $K\alpha$ – wollastonit; Ti $K\alpha$ – TiO_2 ; Al $K\alpha$ – Al_2O_3 ; Cr $K\alpha$ – chromit, Cr; Fe $K\alpha$ – hematit, fayalit; Mn $K\alpha$ – rodonit; Mg $K\alpha$ – MgO, forsterit; Ca $K\alpha$ – wollastonit; Ni $K\alpha$ – Ni; Sr $L\alpha$ – SrTiO_3 ; Na $K\alpha$ – albit; K $K\alpha$ – ortoklas. Analýzy boli upravené PAP korekciou. Fotografie jednotlivých minerálov sa nachádzajú na obr. 3, 5, 6, 9 a 11 a ich chemické analýzy sú uvedené v tab. 1 – 4.

Petrografická charakteristika vzoriek

Vzorka NV-TU-1 (obr. 2A) je bazaltický andezit. Vzorka má porfyrickú štruktúru s hemikryštalickou základnou hmotou. Horninotvornými minerálmi sú plagioklas, klinopyroxén, ortopyroxén, zriedkavo olivín a Ti-magnetit.

Základná hmota má hyalopilitickú štruktúru a dva farebné odtiene: tmavšie (čierny) a svetlejšie (hnedočierny) časti. Tie isté minerály tvoria výrastlice v oboch častiach. Oba typy základnej hmoty sú zložené z ihličiek a tabuliek plagioklasu, skla, drobných zrníčok pyroxénov (prevažujú ortopyroxény) a Ti-magnetitu \pm ilmenitu (svetlejšia časť).

Plagioklasy tvoria dva typy výrastlíc. Väčšie výrastlice (veľkosti 0,5 – 2 mm) majú tabulkovitý tvar. Ich charakteristickým znakom je vnútro vyplnené do rôznej miery uzavreninami a čistý okraj. Uzavreniny sú tvorené Ti-magnetitom, ortopyroxénom a sklom a predpokladá sa, že sú produktom zatláčania plagioklasu okolitou taveninou, s ktorou bol plagioklas v nerovnováhe. Vo vzorke sú zriedkavejšie prítomné aj čisté plagioklasy bez uzavrenín, prípadne len s ich menším množstvom. Plagioklasy

s uzavreninami sústredenými do zóny vnútri kryštálu sú zriedkavé. Menšie plagioklasy (pod 0,5 mm) sú lištovité a tabulkovité. Sú čisté alebo len s menším množstvom uzavrenín. Čiastočne sú korodované základnou hmotou. V základnej hmote plagioklas vytvára ihličky a tabuľky. Plagioklasy sú zonálne. Niektoré jedince bez inklúzií vykazujú zvlášť zložitú zonálnosť.

Klinopyroxény tvoria subhedrálne až anhedrálne jedince do veľkosti 2,5 mm s typickými zrastmi. Vystupujú vo forme väčších a menších výrastlíc, glomeroporfyrických agregátov a v základnej hmote. Charakteristickým znakom klinopyroxénov je zložitá zonálnosť. Niektoré klinopyroxény obsahujú nevýrazné zelenkavé jadrá. Tieto jadrá sú väčšinou subhedrálne a približne sledujú tvar celého kryštálu.

Ortopyroxény sú zriedkavejšie ako klinopyroxény. Často majú čiastočne resorbované vnútro vyplnené inklúziami skla a základnej hmoty(?). Veľmi zriedkavo obsahujú zelené jadrá. Na niektoré ortopyroxény narastá klinopyroxén.

Olivíny tvoria drobné zrná do 0,2 mm. Sú obkolesené reakčným lemom tvoreným ortopyroxénom. Okrem týchto malých výrastlíc je v hornine prítomný malý agregát s olivínom v strede a obklesujúcimi klinopyroxénmi. Ďalší agregát obsahuje xenokryštal olivínu s reakčným lemom tvoreným klinopyroxénom, ortopyroxénom, plagioklasom a spinelom (Kollárová, 2000).

Vzorky NV-TU-6 a NV-TU-7 (obr. 2B, C) sú podobné, preto ich opisujeme spoločne. Ide o bazaltické andezity, avšak majú bázeckejší charakter a menší pomer fenokrysty/základná hmota ako NV-TU-1.

Vzorky majú porfyrickú štruktúru s jemnozrnnou základnou hmotou čiernej farby. Horninotvornými minerálmi sú plagioklas, klinopyroxén, ortopyroxén, Ti-magnetit a drobný iddingsitizovaný olivín. Základná hmota má pilotaxitickú štruktúru a tvoria ju ihličky a tabuľky plagioklasu, pyroxénov, Ti-magnetit, ilmenit a menší podiel skla.

Pre väčšie výrastlice *plagioklasov* je charakteristická korózia základnou hmotou (základná hmota zasahuje aj do vnútra plagioklasu). Väčšie výrastlice tvoria lišty a tabuľky veľkosti približne 0,5 – 3 mm. Majú čistý okraj a vnútro vyplnené do rôznej miery uzavreninami – od minimálneho množstva až po bohaté zastúpenie. Malé lišty plagioklasu (menej ako 0,5 mm) sú čisté alebo len s menším množstvom uzavrenín. V základnej hmote sú prítomné tabuľky a ihličky plagioklasu.

Klinopyroxény tvoria veľké (do veľkosti 2,5 mm) a malé výrastlice a glomeroporfyrické agregáty (v NV-TU-6 veľmi časté). Majú euhedrálne až anhedrálne obmedzenie. Často sú typicky zdvojitčené. Niektoré z nich sú zatláčané základnou hmotou. Ich ďalším charakteristickým znakom je zložitá zonálnosť, ktorá je dobre pozorovateľná na BEI (back-scattered electron images; obrazy tvorené spätné rozptýlenými elektrónmi). Niektoré klinopyroxény majú nevýrazné zelenkavé jadrá.

Ortopyroxény sú v NV-TU-6 pomerne zriedkavé, v NV-TU-7 vystupujú častejšie. Tvoria väčšie a menšie výrastlice. Majú resorbované vnútro vyplnené základnou hmotou. Zriedkavým fenoménom je prítomnosť zelených

Tab. 1
Chemické zloženie plagioklasov (v hm. %)
Chemical composition of plagioclases (wt.%)

PLAGIOKLASY/PLAGIOCLASES		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
NV-TU-		1	1	1	1	1	6	6	8	8	6	6	6	6	1	1	1	1	1	6	6	8	8	1	6
bod/point	SV	LV	LV	SV	SV	OV	SV	OV	SV	LV	OV	SV	SV	OV	SV	3G,H	LV	OV	SV	OV	SV	SV	OV	ZH	ZH
obr./fig.	-	-	-	3Hb	3Hb	3Hb	3C	3C	3Fa	3Fa	3Fa	3E	3E	3E	3G,H	3G,H	3G,H	3G,H	3G,H	-	3Fb	3Fb	-	-	-
SiO ₂		46,86	49,92	46,85	51,16	53,76	47,51	50,18	46,44	49,29	51,31	48,34	46,46	49,66	47,98	52,39	51,12	53,42	47,64	54,21	48,91	51,19	54,22	57,17	
Al ₂ O ₃		33,56	31,31	33,46	30,60	29,04	33,26	31,26	34,44	32,42	30,66	32,00	33,47	31,09	32,69	29,47	30,68	29,02	32,55	28,19	32,16	30,56	28,12	26,74	
FeO _{total}		0,47	0,57	0,53	0,59	0,69	0,47	0,58	0,42	0,48	0,56	0,46	0,41	0,48	0,56	0,63	0,61	0,72	0,67	1,10	0,46	0,52	0,93	1,12	
MgO		0,06	0,11	0,05	0,07	0,10	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,00	0,09	0,08	0,06	0,00	0,06	0,00	0,03	0,05	0,05	
CaO		17,52	15,17	17,36	14,29	12,39	16,86	15,08	18,03	15,72	14,10	15,85	17,44	14,77	16,35	13,17	14,21	12,37	16,74	11,88	15,93	13,91	11,53	9,84	
SrO		0,06	0,10	0,11	0,12	0,14	0,18	0,11	0,09	0,11	0,10	0,09	0,09	0,10	0,13	0,14	0,11	0,13	0,05	0,05	0,11	0,09	0,06	nest.	
Na ₂ O		1,76	3,02	1,71	3,37	4,38	1,86	2,80	1,24	2,56	3,35	2,36	1,59	2,93	2,23	3,92	3,28	4,21	2,06	4,53	2,38	3,45	4,79	5,48	
K ₂ O		0,08	0,16	0,08	0,21	0,31	0,12	0,26	0,06	0,12	0,22	0,16	0,08	0,22	0,16	0,27	0,25	0,40	0,15	0,50	0,14	0,21	0,57	0,57	
Σ		100,37	100,35	100,14	100,42	100,80	100,29	100,31	100,75	100,74	100,32	99,29	99,56	99,29	100,11	100,09	100,33	100,34	99,86	100,55	100,10	99,96	100,32	100,96	
Prepočet na 8 kyslíkov/Formulae based on 8 oxygens																									
Si		2,154	2,280	2,157	2,328	2,425	2,181	2,291	2,126	2,243	2,334	2,234	2,151	2,288	2,205	2,385	2,327	2,421	2,197	2,454	2,241	2,336	2,459	2,557	
Al		1,818	1,685	1,816	1,641	1,544	1,799	1,682	1,858	1,739	1,644	1,743	1,826	1,689	1,771	1,581	1,646	1,550	1,770	1,504	1,737	1,643	1,503	1,410	
Fe ²⁺ _{total}		0,018	0,022	0,020	0,022	0,026	0,018	0,022	0,016	0,018	0,021	0,018	0,016	0,016	0,022	0,024	0,023	0,027	0,026	0,042	0,018	0,020	0,035	0,042	
Mg		0,004	0,007	0,003	0,004	0,007	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,003	0,000	0,006	0,005	0,004	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003	0,003	
Ca		0,863	0,742	0,857	0,697	0,599	0,829	0,738	0,884	0,767	0,687	0,785	0,865	0,729	0,805	0,642	0,693	0,601	0,827	0,576	0,782	0,680	0,560	0,472	
Sr		0,002	0,003	0,003	0,003	0,004	0,005	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,004	0,003	0,004	0,001	0,001	0,003	0,002	0,001	nest.	
Na		0,156	0,267	0,152	0,298	0,383	0,165	0,248	0,110	0,226	0,296	0,212	0,143	0,261	0,199	0,346	0,290	0,370	0,184	0,398	0,212	0,305	0,421	0,476	
K		0,005	0,009	0,005	0,012	0,018	0,007	0,015	0,003	0,007	0,013	0,009	0,005	0,013	0,009	0,016	0,015	0,023	0,009	0,029	0,008	0,012	0,033	0,032	
Σ		5,018	5,016	5,013	5,006	5,004	5,006	5,000	5,002	5,004	4,999	5,005	5,010	5,005	5,014	5,005	5,002	5,000	5,014	5,008	5,001	5,001	5,017	4,992	
Prepočet na koncové členy/End-members																									
Ab		15,3	26,2	15,0	29,6	38,3	16,5	24,8	11,0	22,6	29,7	21,0	14,1	26,0	19,6	34,5	29,0	37,2	18,0	39,7	21,1	30,6	41,5	48,5	
An		84,3	72,9	84,5	69,2	59,9	82,8	73,7	88,7	76,7	69,0	78,0	85,4	72,6	79,5	64,0	69,5	60,5	81,1	57,4	78,0	68,2	55,2	48,2	
Or		0,5	0,9	0,5	1,2	1,8	0,7	1,5	0,3	0,7	1,3	0,9	0,5	1,3	0,9	1,6	1,5	2,3	0,9	2,9	0,8	1,2	3,2	3,3	

Analýzy 1 – 7: plagioklasy bez uzavrenin alebo len s ich malým množstvom; analýzy 8 – 10: plagioklasy so sitovou štruktúrou v zóne vnútri plagioklasu; analýzy 11 – 13: plagioklasy s uzavreninami v jadre a usporiadanými v zóne; analýzy 14 – 21: plagioklasy so sitovou štruktúrou v jadre (vnútri) plagioklasu; analýzy 22 a 23: plagioklasy základnej hmoty.
Skratky: SV – stred (jadro) výrastlice; LV – lem výrastlice; OV – okraj výrastlice; ZH – plagioklas v základnej hmote; Ab – albit; An – anortit; Or – ortoklas. Koncové členy sú uvedené v mol. %.

Analyses 1 – 7: clear plagioclases without inclusions or with small amount of them; analyses 8 – 10: plagioclases with the sieve texture in a zone within plagioclase; analyses 11 – 13: plagioclases with inclusions in their cores and in non-regular zones in their rim; analyses 14 – 21: plagioclases with the sieve texture in their cores, analyses 22 and 23: plagioclases in a groundmass.

Abbreviations: SV – centre (core) of phenocryst; LV – mantle of phenocryst; OV – rim of phenocryst; ZH – plagioclase in groundmass; Ab – albite; An – anorthite; Or – orthoclase. End-members are in mol. %.

Tab. 2
Chemické zloženie klinopyroxénov (v hm. %)
Chemical composition of clinopyroxenes (wt.%)

KLINOPYROXÉNY/CLINOPYROXENES		1	2	3	4	5	6	6	6	7	8	9	10	11	12	13	14	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
NV-TU- bod/point obr./fig.	SV 5A	LV 8	MgJ 1	OV 1	MgJ 6B	PJ 6	ZJ 6	MgJ 6A	J 6A	LV 6A	LV 6A	LV 6A	LV 6A	LV 6A	LV 6A	OV 6A	MgJ 6C	ZJ 6C	ZJ 6C	LV 6C	LV 6C	OV 6C	OV 6C	LV 5C	LV 5C	OV 5C	MgJ 9D	MgJ 3H	11F	X 11F	X 11F	ZH 11F	ZH 11F	ZH 11F
SiO ₂	51,87	51,48	54,03	52,20	53,02	52,00	51,41	54,31	51,81	51,22	53,60	51,99	51,91	51,14	50,85	52,97	51,49	51,66	53,73	52,26	51,61	53,43	52,71	54,24	50,90	52,91	51,36	52,37	51,22	52,57				
TiO ₂	0,51	0,41	0,26	0,61	0,20	0,27	0,37	0,23	0,65	0,70	0,58	0,57	0,59	0,72	0,35	0,63	0,46	0,28	0,44	0,74	0,27	0,34	0,17	0,30	0,34	0,51	0,71	0,74	0,59					
Al ₂ O ₃	2,55	2,52	1,79	1,98	1,94	1,73	1,56	1,17	2,98	3,33	1,59	2,43	3,25	4,10	3,05	2,41	3,32	1,70	1,36	2,02	1,31	1,65	1,45	0,94	1,97	2,28	1,48	1,39	1,24					
Fe ₂ O ₃	1,50	1,76	0,14	1,49	2,04	2,68	1,86	0,56	1,83	2,52	0,71	1,72	1,66	2,10	2,33	1,48	2,06	1,45	0,50	1,55	0,99	1,17	1,01	0,21	0,81	1,62	1,55	1,03	1,84	0,14				
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,92	0,05	0,08	0,01	0,03	0,05	0,18	0,12	0,10	0,00	0,20	0,13	0,06	0,53	0,15	0,00	0,11	0,20	0,00	0,40	0,00	0,37	0,00	0,33	0,02	0,01	0,02	0,00				
FeO	8,78	10,64	3,84	8,91	3,12	6,31	9,75	5,06	6,75	6,16	6,36	8,53	6,20	4,57	8,01	4,37	5,93	10,17	5,59	6,33	12,38	3,65	10,28	4,75	15,27	4,18	9,56	11,23	13,72	12,74				
MnO	0,44	0,54	0,15	0,31	0,11	0,24	0,33	0,26	0,20	0,23	0,22	0,23	0,15	0,19	0,28	0,21	0,25	0,39	0,20	0,25	0,33	0,13	0,34	0,18	0,43	0,17	0,31	0,44	0,46	0,48				
MgO	14,22	12,86	18,31	15,21	16,91	15,33	13,47	18,44	15,51	15,23	17,62	15,27	15,81	15,93	14,41	17,36	15,67	13,70	17,53	16,27	14,53	17,52	14,18	19,61	13,34	17,73	13,75	14,98	13,37	14,75				
CaO	20,68	20,00	21,31	19,70	22,76	21,41	20,57	20,51	20,80	21,01	19,97	19,66	20,91	21,29	20,36	21,04	20,75	20,11	20,79	20,38	17,60	21,98	20,41	19,18	16,34	20,98	20,27	18,45	17,50	17,69				
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,06	0,02	0,07	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,02	0,00	0,00				
Na ₂ O	0,30	0,47	0,19	0,29	0,22	0,23	0,29	0,14	0,27	0,30	0,16	0,33	0,26	0,27	0,30	0,24	0,30	0,29	0,17	0,25	0,25	0,20	0,28	0,11	0,25	0,15	0,32	0,23	0,27	0,24				
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,05	0,08	0,04				
Σ	100,86	100,69	100,96	100,77	100,42	100,28	99,68	100,74	101,01	100,84	100,61	100,73	100,99	100,31	100,37	101,03	100,58	100,01	100,30	99,97	99,76	100,42	100,99	99,77	99,93	100,43	99,95	101,00	100,59	100,47				

Prepočet na 6 kyslíkov/Formulae based on 6 oxygens

Si	1,927	1,933	1,947	1,936	1,941	1,937	1,947	1,968	1,908	1,894	1,956	1,927	1,905	1,883	1,901	1,926	1,900	1,946	1,963	1,936	1,920	1,947	1,959	1,972	1,939	1,934	1,932	1,948	1,942	1,964
Ti	0,014	0,012	0,007	0,017	0,006	0,008	0,011	0,006	0,018	0,020	0,008	0,016	0,016	0,016	0,020	0,010	0,017	0,013	0,008	0,012	0,021	0,007	0,009	0,005	0,026	0,009	0,014	0,020	0,021	0,017
Al	0,112	0,112	0,076	0,086	0,084	0,076	0,070	0,050	0,129	0,145	0,068	0,106	0,141	0,178	0,134	0,103	0,144	0,075	0,059	0,088	0,058	0,071	0,063	0,040	0,075	0,085	0,101	0,065	0,062	0,054
Fe ³⁺	0,042	0,049	0,004	0,042	0,056	0,075	0,053	0,015	0,050	0,070	0,019	0,048	0,046	0,058	0,065	0,040	0,057	0,041	0,014	0,043	0,028	0,032	0,028	0,006	0,023	0,044	0,044	0,029	0,052	0,004
Cr	0,000	0,000	0,026	0,002	0,002	0,000	0,001	0,001	0,005	0,003	0,003	0,000	0,006	0,004	0,002	0,015	0,004	0,004	0,003	0,006	0,000	0,012	0,000	0,011	0,000	0,010	0,001	0,000	0,001	0,000
Fe ²⁺	0,272	0,333	0,116	0,275	0,095	0,195	0,307	0,153	0,207	0,189	0,194	0,263	0,190	0,140	0,249	0,133	0,182	0,319	0,171	0,196	0,390	0,111	0,319	0,144	0,486	0,127	0,300	0,348	0,433	0,398
Mn	0,014	0,017	0,005	0,010	0,003	0,008	0,011	0,008	0,006	0,006	0,007	0,007	0,005	0,006	0,009	0,006	0,008	0,012	0,006	0,008	0,011	0,004	0,011	0,005	0,014	0,005	0,010	0,014	0,015	0,015
Mg	0,788	0,720	0,983	0,841	0,923	0,851	0,760	0,996	0,851	0,839	0,959	0,844	0,865	0,874	0,803	0,941	0,862	0,769	0,955	0,898	0,818	0,952	0,785	1,063	0,757	0,966	0,771	0,830	0,756	0,821
Ca	0,823	0,805	0,823	0,783	0,892	0,855	0,835	0,796	0,820	0,832	0,781	0,781	0,822	0,840	0,815	0,820	0,820	0,812	0,814	0,809	0,713	0,858	0,813	0,747	0,667	0,821	0,817	0,735	0,711	0,708
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,022	0,034	0,014	0,021	0,016	0,016	0,021	0,010	0,019	0,022	0,011	0,023	0,018	0,019	0,022	0,017	0,021	0,021	0,012	0,018	0,018	0,014	0,020	0,008	0,019	0,011	0,023	0,017	0,020	0,017
K	0,000	0,000	0,000	0,001	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	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Σ	4,013	4,015	4,001	4,013	4,018	4,023	4,016	4,005	4,016	4,022	4,006	4,015	4,014	4,018	4,020	4,013	4,018	4,018	4,004	4,014	4,008	4,009	4,009	4,002	4,007	4,014	4,013	4,009	4,015	4,001

Prepočet na koncové členy/End-members

Mg#	0,74	0,68	0,89	0,75	0,91	0,81	0,81	0,87	0,80	0,82	0,83	0,76	0,82	0,86	0,76	0,88	0,83	0,71	0,85	0,82	0,68	0,90	0,71	0,88	0,61	0,88	0,72	0,70	0,64	0,67
-----	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

En	40,6	37,4	50,9	43,1	46,8	42,9	38,7	50,6	44,0	43,3	48,9	43,4	44,9	45,6	41,4	48,5	44,7	39,4	48,7	46,0	41,8	48,6	40,2	54,1	38,9	49,2	39,7	42,4	38,4	42,2
Fs	16,9	20,7	6,4	16,8	7,8	14,0	18,9	9,0	13,6	13,7	11,2	16,4	12,5	10,6	16,6	9,3	12,8	19,1	9,7	12,6	21,9	7,5	18,3	7,9	26,8	9,0	18,2	20,0	25,4	21,4
Wo	42,5	41,8	42,6	40,1	45,3	43,1	42,5	40,4	42,4	42,9	39,8	40,2	42,7	43,8	42,0	42,3	42,5	41,6	41,5	41,4	36,4	43,9	41,6	38,0	34,3	41,8	42,1	37,6	36,1	36,4

Skratky: SV – stred (jadro) výrastlice; LV – lem výrastlice; OV – okraj výrastlice; ZH – klinopyroxén v základnej hmote; MgJ – Mg-bohaté jadro; MgJA – Mg-bohaté jadro v agregáte; PJ – prechodné jadro; ZJ – zelené jadro; J – jadro; I – uzavrenina; X – klinopyroxén v agregáte so xenokrýštálom; Mg# – horčíkové číslo [Mg/(Mg+Fe²⁺)] ; En – enstatit; Fs – ferrosilit; Wo – wollastonit. Koncové členy sú uvedené v mol. %.

Abbreviations: SV – centre (core) of phenocryst; LV – mantle of phenocryst; OV – rim of phenocryst; ZH – clinopyroxene in the groundmass; MgJ – Mg-rich core; MgJA – Mg-rich core in an aggregate; PJ – transitional core; ZJ – green core; J – core; I – inclusion; X – clinopyroxene in aggregate with xenocryst; Mg# – Mg-number [Mg/(Mg+Fe²⁺)] ; En – enstatite; Fs – ferrosillite; Wo – wollastonite. End-members are in mol. %.

Tab. 3
Chemické zloženie ortopyroxénov (v hm. %)
Chemical composition of orthopyroxenes (wt.%)

ORTOPYROXÉNY/ORTHOPYROXENES																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
NV-TU- bod/point	1	1	1	1	8	1	1	6	6	6	6	6	7	1	1	1	1	1	1	6
obr./fig.	9A	9A	9A	SV	9C	9E	9E	9F	9F	9F	9G	9G	9H	9D	3H	11C	OL	ZH	ZH	ZH
SiO ₂	53,37	54,65	52,08	54,47	53,36	51,63	53,42	49,26	54,21	53,96	49,05	52,87	54,52	56,11	51,47	52,95	53,69	51,49	51,36	52,19
TiO ₂	0,28	0,21	0,31	0,24	0,17	0,25	0,27	0,19	0,24	0,26	0,15	0,34	0,28	0,15	0,37	0,40	0,33	0,39	0,41	0,41
Al ₂ O ₃	1,28	0,94	0,43	2,22	1,09	1,80	1,51	3,52	1,39	1,95	3,91	2,01	1,39	1,22	0,84	0,69	1,00	0,60	0,98	0,82
Cr ₂ O ₃	0,03	0,07	0,00	0,05	0,00	0,01	0,04	0,00	0,04	0,08	0,06	0,16	0,00	0,39	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO	18,61	16,17	25,26	14,26	21,85	22,48	17,29	29,30	17,45	16,36	28,58	19,46	16,37	9,87	26,98	21,45	19,27	24,87	26,21	19,85
MnO	0,55	0,42	0,59	0,31	0,89	0,55	0,41	0,48	0,41	0,35	0,37	0,45	0,42	0,30	0,76	0,64	0,58	0,56	0,71	0,70
MgO	24,76	26,88	19,72	26,96	22,48	21,53	25,22	17,43	25,66	26,68	17,19	24,02	26,17	30,76	16,93	21,79	23,81	17,37	16,10	21,69
CaO	1,51	1,60	1,83	1,59	1,22	1,28	1,55	0,17	1,61	1,60	0,13	1,31	1,59	1,55	3,14	3,15	1,49	4,03	4,31	3,46
NiO	0,00	0,06	0,01	0,00	0,10	0,00	0,01	0,02	0,00	0,06	0,01	0,07	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
Na ₂ O	0,01	0,00	0,05	0,00	0,10	0,03	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,03	0,03	0,08	0,06	0,06
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,05	0,04
Σ	100,40	100,99	100,28	100,11	101,18	99,55	99,72	100,37	101,05	101,35	99,45	100,70	100,75	100,42	100,55	101,18	100,21	99,41	100,19	99,28
Prepočet na 6 kyslíkov/Formulae based on 6 oxygens																				
Si	1,952	1,963	1,972	1,953	1,966	1,941	1,954	1,893	1,957	1,934	1,895	1,935	1,963	1,967	1,969	1,959	1,972	1,978	1,972	1,959
Ti	0,008	0,006	0,009	0,006	0,005	0,007	0,007	0,005	0,007	0,007	0,004	0,009	0,008	0,004	0,011	0,011	0,009	0,011	0,012	0,012
Al	0,055	0,040	0,019	0,094	0,047	0,080	0,065	0,159	0,059	0,082	0,178	0,087	0,059	0,051	0,038	0,030	0,043	0,027	0,044	0,036
Cr	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,002	0,005	0,000	0,011	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,569	0,486	0,800	0,428	0,673	0,707	0,529	0,942	0,527	0,490	0,924	0,596	0,493	0,289	0,863	0,664	0,592	0,799	0,841	0,623
Mn	0,017	0,013	0,019	0,010	0,028	0,018	0,013	0,016	0,013	0,011	0,012	0,014	0,013	0,009	0,025	0,020	0,018	0,018	0,023	0,022
Mg	1,350	1,439	1,113	1,441	1,235	1,206	1,375	0,998	1,380	1,425	0,990	1,310	1,404	1,607	0,965	1,202	1,303	0,995	0,921	1,214
Ca	0,059	0,061	0,074	0,061	0,048	0,052	0,061	0,007	0,062	0,061	0,005	0,052	0,061	0,058	0,129	0,125	0,058	0,166	0,177	0,139
Ni	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002
Na	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	0,007	0,002	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,002	0,006	0,004	0,004
K	0,000	0,000	0,001	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	0,001	0,003	0,002
Σ	4,012	4,011	4,011	3,993	4,009	4,013	4,005	4,022	4,008	4,018	4,011	4,010	4,000	3,998	4,003	4,016	3,998	4,001	3,998	4,014
Mg#	0,70	0,75	0,58	0,77	0,65	0,63	0,72	0,51	0,72	0,74	0,52	0,69	0,74	0,85	0,53	0,64	0,69	0,55	0,52	0,66
Prepočet na koncové členy/End-members																				
En	67,7	72,0	55,5	74,3	62,2	60,9	69,5	50,9	69,7	71,7	51,3	66,5	71,2	81,8	48,7	59,8	66,1	50,3	46,9	60,7
Fs	29,4	24,9	40,8	22,5	35,3	36,5	27,4	48,8	27,2	25,2	48,5	30,9	25,6	15,2	44,8	34,0	30,9	41,3	44,0	32,3
Wo	3,0	3,1	3,7	3,2	2,4	2,6	3,1	0,4	3,1	3,1	0,3	2,6	3,1	3,0	6,5	6,2	3,0	8,4	9,0	7,0

Skratky: SV – stred (jadro) výrastlice; LV – ľavá výrastlice; ZH – ortopyroxén v základnej hmote; SX – sited xenokryštály; OX – okraj xenokryštály; S – sited; I – uzavrenina; OL – reakčný lem na výrastlici olivínu; Mg# – horčíkové číslo [Mg/(Mg+Fe²⁺)] En – enstatit; Fs – ferrosilit; Wo – wollastonit; Koncové členy sú uvedené v mol. %.

Abbreviations: SV – centre (core) of phenocryst; LV – mantle of phenocryst; OV – rim of phenocryst; ZH – orthopyroxene in groundmass; SX – centre of xenocryst; OX – rim of xenocryst; S – centre; I – inclusion; OL – reaction rim around olivine phenocryst; Mg# – Mg-number [Mg/(Mg+Fe²⁺)]; En – enstatite; Fs – ferrosilite; Wo – wollastonite. End-members are in mol. %.

Tab. 4
Chemické zloženie olivínov (v hm. %)
Chemical composition of olivines (wt.%)

OLIVÍNY/OLIVINES								
	1	2	3	4	5	6	7	8
NV-TU- bod/point obr./fig.	1 SX 11F	1 OX 11F	1 SV 11C	1 SV	1 SV	1 SA 11E	6 SV 11A,B	6 SV
SiO ₂	41,37	39,00	36,46	37,02	37,62	38,02	38,52	37,29
TiO ₂	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01
Cr ₂ O ₃	0,01	0,04	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	0,02
FeO _{total}	9,34	22,24	34,12	28,53	28,95	26,98	18,66	25,85
MnO	0,15	0,31	0,60	0,59	0,61	0,38	0,28	0,57
MgO	49,07	38,62	29,92	33,05	32,66	35,54	41,49	35,93
CaO	0,18	0,14	0,15	0,12	0,15	0,18	0,16	0,13
NiO	0,29	0,18	0,02	0,02	0,03	0,12	0,01	0,05
Σ	100,41	100,55	101,34	99,33	100,09	101,23	99,17	99,85
Prepočet na 4 kyslíky/Formulae based on 4 oxygens								
Si	1,007	1,008	0,993	1,002	1,010	0,999	0,994	0,991
Ti	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Cr	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
Fe ²⁺ _{total}	0,190	0,481	0,777	0,646	0,650	0,593	0,403	0,575
Mn	0,003	0,007	0,014	0,014	0,014	0,008	0,006	0,013
Mg	1,781	1,487	1,215	1,333	1,308	1,392	1,596	1,424
Ca	0,005	0,004	0,004	0,003	0,004	0,005	0,004	0,004
Ni	0,006	0,004	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,001
Σ	2,992	2,991	3,006	2,998	2,989	3,001	3,005	3,008
Prepočet na koncové členy/End-members								
Fo	90,4	75,6	61,0	67,4	66,8	70,1	79,9	71,2
Fa	9,6	24,4	39,0	32,6	33,2	29,9	20,1	28,8

Skratky: SV – stred (jadro) výrastlice; OV – okraj výrastlice; SX – stred xenokryštálu; OX – okraj xenokryštálu; SA – stred olivínu v agregáte; Fo – forsterit; Fa – fayalit. Koncové členy sú uvedené v mol. %.

Abbreviations: SV – centre (core) of phenocryst; OV – rim of phenocryst; SX – centre of xenocryst; OX – rim of xenocryst; SA – centre of olivine in an aggregate; Fo – forsterite; Fa – fayalite. End-members are in mol. %.

jadier s výrazným pleochroizmom v ortopyroxénach (vzorka NV-TU-6) a narastanie klinopyroxénu na ortopyroxén.

Olivíny tvoria drobné iddingsitizované zrná do 0,3 mm. V NV-TU-6 je jedna väčšia výrastlica (približne 0,7 mm). Plochy pôvodného minerálu sa zachovali iba v tejto výrastlici a v jednom drobnom zrne blízko nej.

Vo vzorke NV-TU-7 je veľký agregát tvorený klinopyroxénmi a zriedkavými ortopyroxénmi. Iný agregát, tvorený najmä klinopyroxénmi, obsahuje iddingsitizované olivíny.

Vzorka NV-TU-8 (obr. 2D) je bazaltický andezit, ktorý má porfyrickú štruktúru s hemikryštalickou základnou hmotou hnedočiernej farby. Výrastlice vzorky majú veľkosť do 2 mm. Horninotvornými minerálmi sú plagioklas, klinopyroxén, ortopyroxén a Ti-magnetit. Olivíny v tejto vzorke neboli identifikované. Vzorka má ešte vyššie zastúpenie plagioklasov ako NV-TU-1. Základná hmota má hyalopilitickú štruktúru. Tvorí ju plagioklas, ortopyroxén, magnetit a sklo.

Plagioklasy tvoria samostatné jedince, ale aj malé agregáty navzájom alebo s inými minerálmi. Majú veľkosť

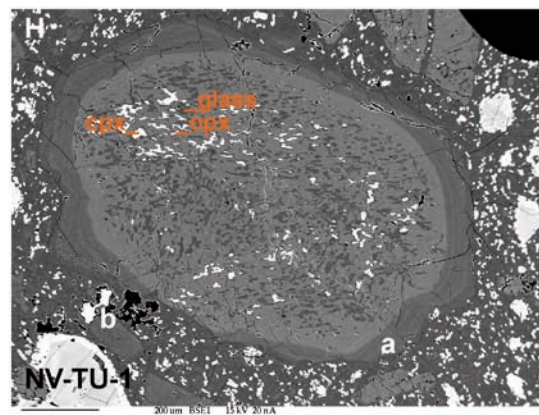
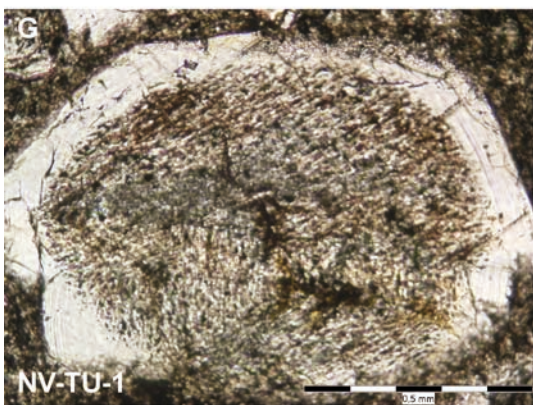
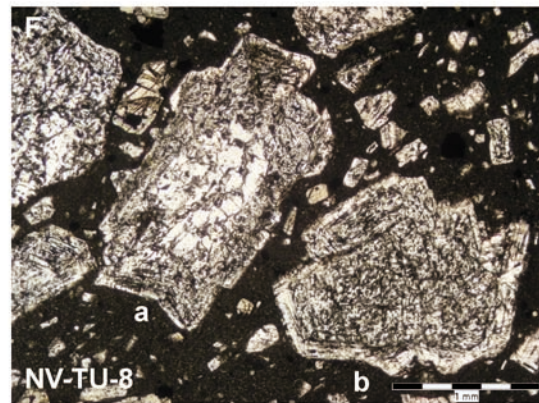
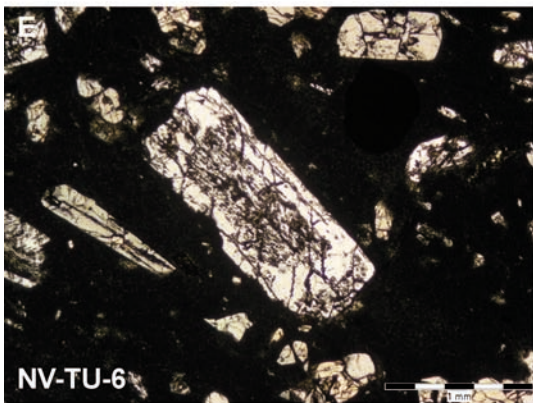
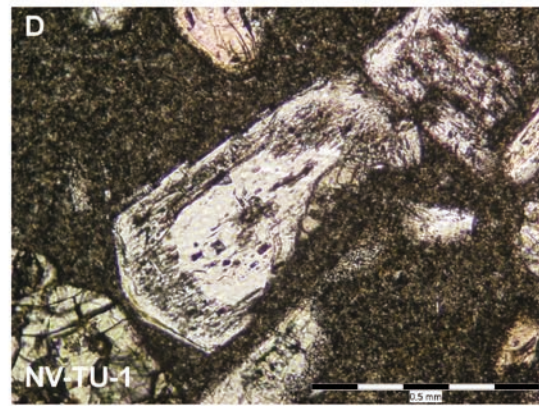
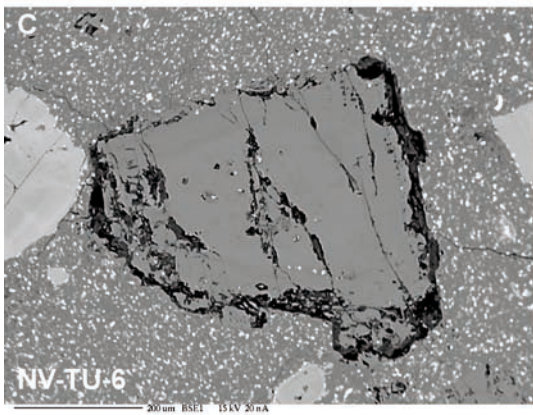
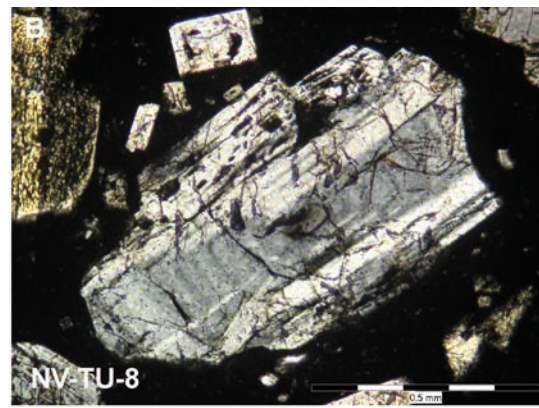
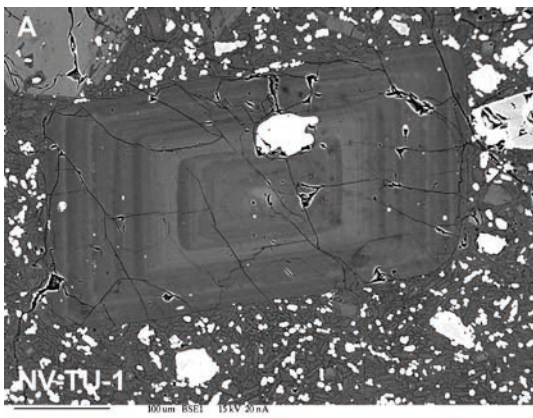
do 2 mm, pokles ich veľkosti smerom k malým výrastliciam je plynulý. Väčšie výrastlice plagioklasu majú tabuľkovitý tvar. Ich vnútro je do rôznej miery vyplnené uzavreninami. Okraje sú čisté. Iné väčšie výrastlice majú uzavreniny sústredené do zóny vnútri plagioklasu. Na jednom mieste bol nájdený plagioklas s uzavreninami aj v strede, aj v zóne pri okraji. Väčšie čisté výrastlice alebo s menším množstvom uzavrenín sú zriedkavé. Menšie lišty a tabuľky sú často bez uzavrenín alebo len s ich menším množstvom. V základnej hmote sú prítomné lišty a ihličky plagioklasu. Zonálnosť plagioklasov je viditeľná zvlášť na jedincoch bez uzavrenín.

Klinopyroxény sú subhedrálne až anhedrálne a nevýrazne zonálne. Majú rôznu veľkosť.

Ortopyroxény majú subhedrálne až anhedrálne obmedzenie a sú nezonálne. Majú rôznu veľkosť. Bolo identifikované aj narastanie klinopyroxénu na ortopyroxén.

Magnetit tvorí malé výrastlice a je prítomný aj v pyroxénach.

V hornine je prítomných niekoľko väčších agregátov minerálov so zložením: klinopyroxén ± ortopyroxén +



plagioklas + magnetit, klinopyroxén + magnetit a veľký agregát s pargasitickým amfibolom + pyroxény + plagioklas + Ti-magnetit + ilmenit.

Charakteristika vnútornej stavby a chemického zloženia minerálov

Plagioklas

V študovaných vzorkách sa nachádza niekoľko štruktúrnych typov plagioklasov:

Plagioklas bez uzavrenín alebo len s ich malým množstvom (čisté plagioklas; obr. 3A–C). Tento štruktúrny typ možno pozorovať najmä pri menších výrastliciach (obr. 3Hb). Čisté plagioklas môžu byť oscilačne zonálne (obr. 3A, B) alebo nezonálne, prípadne s nevýraznou zonálnosťou (obr. 3C). Rozdiely v zložení medzi jednotlivými zónami nepresahujú 15 mol. % An (obr. 4).

Niektoré z plagioklasov bez uzavrenín obsahujú resorbované (zaoblené) bazické jadrá. K tomuto typu plagioklasov patrí výrastlica na obr. 3B, ktorá má jadro s An_{85} a oveľa acidnejší lem a okraj (An_{59} a An_{54}).

Plagioklas so sitovou štruktúrou (sieve texture – napr. Nelson a Montana, 1992; Singer et al., 1995; dusty texture – napr. Tschuyama, 1985; Gerbe a Thouret, 2004). Streck (2008) uvádza „prašnú“ (dusty) štruktúru ako špecifický prípad sitovej štruktúry s takmer submikroskopickými inklúziami skla.

Tieto plagioklas obsahujú veľké množstvo uzavrenín, ktoré môžu vyplňať ich jadro (celé vnútro; obr. 3Fb, G a H) alebo vytvárajú zónu vnútri kryštálu, oddeľujúcu jadro bez uzavrenín od vonkajšej zóny (okraj; obr. 3D a Fa). V študovaných horninách sú plagioklas so sitovou štruktúrou v jadre (vnútri) veľmi časté. Pomerne zriedkavá je kombinácia oboch typov pozície uzavrenín v jednom kryštáli (obr. 3E).

Uzavreniny sú tvorené najmä sklom, ale aj minerálmi, ktoré v danej hornine tvoria fenokryštály (pyroxén, Ti-magnetit). Vo vzorkách NV-TU-6 a 7 je na plagioklas so sitovou štruktúrou naložené zatlačanie základnou hmotou.

Vo vzorke NV-TU-1 uzavreniny väčšinou vyplňajú veľkú časť jadra bazického zloženia (An_{79-87}), t. j. nesiahajú až po (alebo až za) okraj tohto jadra (obr. 3Ha). V niektorých plagioklasoch sú uzavreniny prítomné v jadre len v malej miere. Bazické jadro má rôzny tvar – od takmer euhedrálneho obmedzenia až po zaoblený tvar. Na bá-

zickom jadre narastá acidnejší oscilačne zonálny lem a okraj (obr. 3Ha; An_{60-70}), alebo veľmi tenký okraj, ktoré sú bez inklúzií.

Vo vzorkách NV-TU-6 a 7 je situácia trochu iná. Odlíšiť od seba jednotlivé časti plagioklasu je problematické, pretože celú situáciu komplikuje zatlačanie základnou hmotou, ktorá resorbuje povrch plagioklasov a vniká aj do ich vnútra. Vnútorňú časť plagioklasov so sitovou štruktúrou obkolesuje tenký okraj bez uzavrenín. Obe časti kryštálu sú opticky kontinuálne a ani v chemickom zložení nie je medzi nimi veľký rozdiel. Analyzovaný plagioklas má bazické zloženie – An_{81} v centre a An_{83} v okraji. Aj v týchto vzorkách sa našli plagioklas s bazickým jadrom so sitovou štruktúrou a oscilačne zonálnym acidnejším lemom (obr. 3E).

Vo vzorke NV-TU-8 je okolo vnútornej časti so sitovou štruktúrou čistý tenký okraj, ktorý je nezonálny alebo oscilačne zonálny. Analyzovaný plagioklas má pomerne bazické vnútro s An_{78} , ale okraj je acidnejší An_{68} .

Pri plagioklasoch, ktoré majú inklúzie usporiadané do zóny, jadro môže byť bazickejšie ako okraj (obr. 3Fa; An_{89} pre jadro a An_{69} pre okraj) alebo zóna s uzavreninami môže oddeľovať acidnejšie jadro (napr. An_{56} ; obr. 4) od bazickejšieho zvyšku plagioklasu. V niektorých plagioklasoch zóna s uzavreninami oddeľuje jadro a okraj plagioklasu s približne rovnakým chemickým zložením (takýto je napríklad plagioklas na obr. 3D).

Lišty a tabuľky plagioklasov v základnej hmote. Majú najnižší podiel An zložky zo všetkých analyzovaných plagioklasov (obr. 4).

Agregáty (glomerokryštály) plagioklasov. Plagioklas sa spájajú do agregátov navzájom alebo s inými minerálmi (pyroxény).

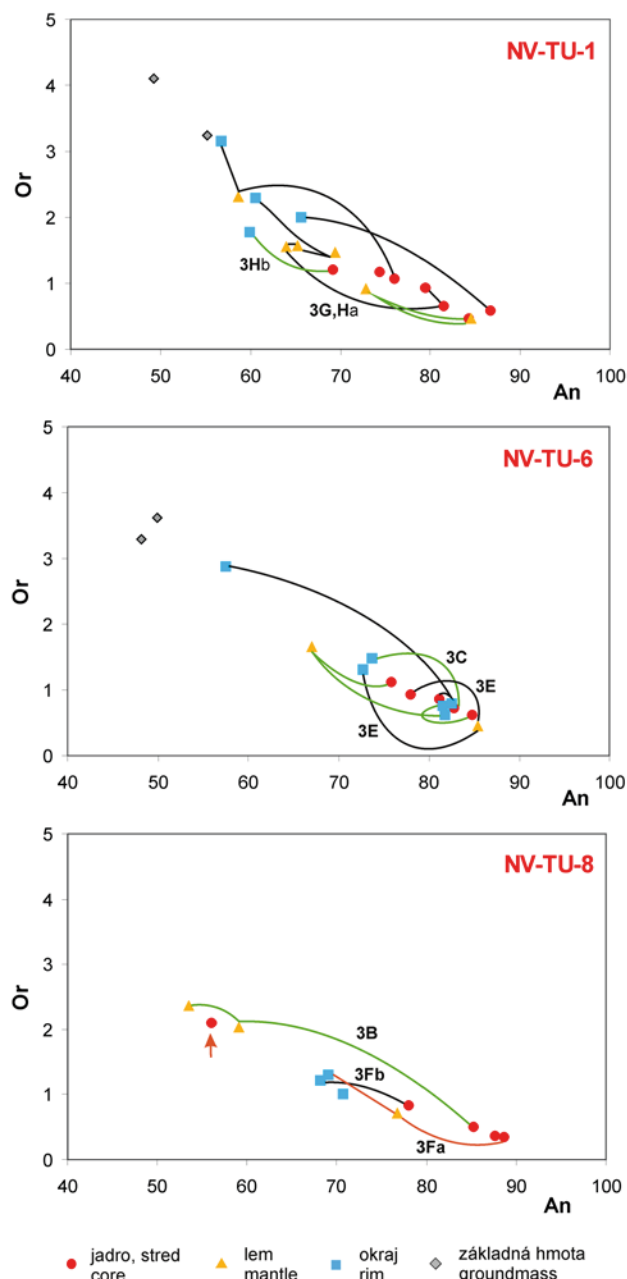
Klinopyroxény

Klinopyroxény sa významnou mierou podieľajú na stavbe študovaných hornín z Turčeka. Ich charakteristickým znakom (okrem vzorky NV-TU-8) je *zložitá zonálnosť* zvlášť pozorovaná na obrázkoch tvorených spätne rozptýlenými elektrónmi (BEI, obr. 5C – H). Podľa klasifikácie IMA (Morimoto, 1988) majú (s výnimkou jedného *diopsidu*) všetky analyzované klinopyroxény *augitové* zloženie ($En_{37-54}Fs_{6-27}Wo_{34-45}$; obr. 7).

V klinopyroxénoch vzoriek z Turčeka je možné rozlíšiť tri zóny: **stred (jadro)**, **lem (prechodná zóna)** a **okraj**. Tieto zóny majú v rámci jedného kryštálu rôzny podiel.

◀ **Obr. 3.** A – zložito zonálny plagioklas bez uzavrenín skla, BEI; B – zložito zonálny plagioklas bez uzavrenín skla, skrížené nikoly; C – nezonálny plagioklas bez uzavrenín, BEI; D – plagioklas s uzavreninami usporiadanými do zóny, pri jednom nikole; E – plagioklas s uzavreninami uprostred kryštálu a v nepravidelnej zóne pri okraji, pri jednom nikole; F – a) plagioklas s uzavreninami usporiadanými do zóny, b) plagioklas takmer celý vyplnený uzavreninami, pri jednom nikole; G – plagioklas s uzavreninami vnútri a s čistým okrajom, pri jednom nikole; H – a) ten istý plagioklas ako na fotografii G, b) malá výrastlica, BEI – obrázky tvorené spätne rozptýlenými elektrónmi.

Fig. 3. A – clear zoned plagioclase (without glass inclusions), BEI; B – clear zoned plagioclase (without glass inclusions), crossed polars; C – clear non-zoned plagioclase, BEI; D – plagioclase with sieve texture (inclusions in a zone within phenocryst), plane-polarized light; E – plagioclase with inclusions in its centre and in non-regular zone at its rim, plane-polarized light; F – a) plagioclase with the sieve texture (inclusions in a zone within phenocryst), b) plagioclase with the sieve texture (almost totally replaced by inclusions), plane-polarized light; G – plagioclase with the sieve texture (inner part with inclusions and clear rim), plane-polarized light; H – a) the same plagioclase as at photo G, b) small phenocryst, BEI – back-scattered electron images.



Obr. 4. Variácia v obsahoch anortitovej (An) a ortoklasovej zložky (Or) v plagioklasoch študovaných hornín. Čierne čiary spájajú projekčné body analýz v plagioklasoch so sitovou štruktúrou v jadre (vnútri) plagioklasu. Oranžové čiary spájajú tieto body v plagioklasoch so sitovou štruktúrou v zóne vnútri plagioklasu. Zelené čiary spájajú tieto body v plagioklasoch bez uzavrenín. Označenia pri čiarach zodpovedajú číslam fotografií.

Fig. 4. An (anorthite) vs Or (orthoclase) component variation in studied plagioclases. Black lines connect projection points of analyses in plagioclases with the sieve texture in a core (inner part) of plagioclase. Orange lines connect these points in the sieve-textured plagioclases with inclusions concentrated in a zone. Green lines connect these points in clear plagioclases. Numbers and letters near lines correspond to numbers of photos.

Stred klinopyroxénu, zvlášť pri väčších výrastliciach, môže pozostávať z dvoch častí – *jadra obohateného o Mg* (bude označované ako Mg-bohaté jadro) a *jadra obohateného o Fe*, ktoré má často zelenkavú farbu (pri jednom nikole).

Mg-bohaté jadrá (obr. 6) boli identifikované na BEI (obrazy tvorené spätne rozptýlenými elektrónmi), kde majú tmavú farbu. Tieto jadrá sú euhedrálne až anhedrálne. Sú zachované, alebo do rôznej miery rozpúšťané a zatlačané klinopyroxénom, ktorý na nich narastá.

V Mg-bohatých jadrách je obsah MgO väčšinou vyšší ako 17 hm. % a veľkosť horčíkového čísla Mg# [$Mg / (Mg + Fe^{2+})$] je vyššia ako 0,9. Niektoré z týchto jadier majú aj zvýšený obsah Cr_2O_3 (najvyšší obsah je 0,92 hm. %).

Jadrá obohatené o Fe, často zelenkavej farby (obr. 5B), môžu, ale nemusia obsahovať Mg-bohaté jadrá. Majú subhedrálne až anhedrálne obmedzenie, ktoré väčšinou sleduje tvar celého kryštálu. Výnimkou je jadro na obr. 5D. Majú zvýšený obsah FeO (9 – 12,5 hm. % FeO_{celk}) a pomerne nízke Mg# (0,7 – 0,77).

Na obr. 6B možno pozorovať prechody medzi oboma typmi jadier a v agregáte na obr. 5H vyniká zložitá zonálnosť stredov klinopyroxénov.

Lem klinopyroxénu je normálne (nárast Fe/Mg smerom k okraju) alebo oscilačne zonálny, pričom rozhrania medzi jednotlivými zónami môžu byť ostré (napr. obr. 5F). Lemy klinopyroxénov vo vzorkách NV-TU-6 a 7 majú zložitejšiu zonálnosť ako lemy v NV-TU-1.

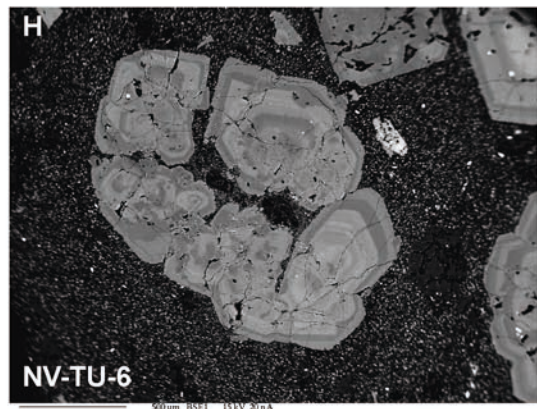
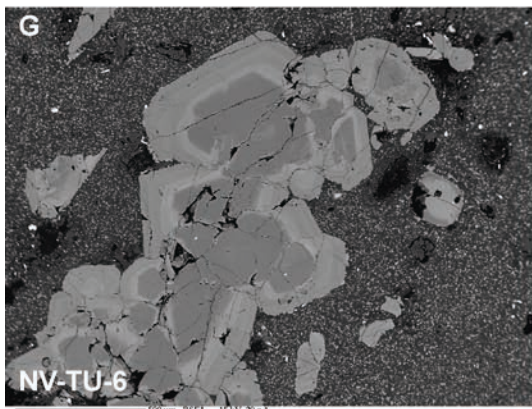
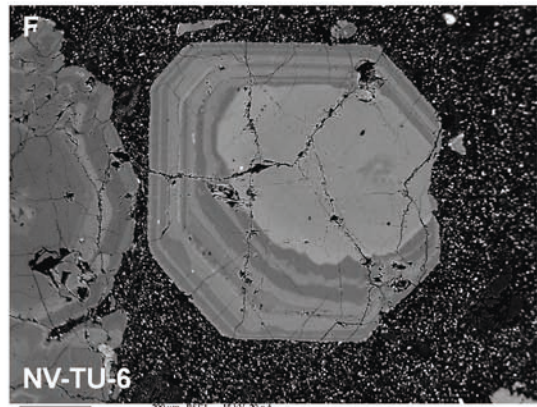
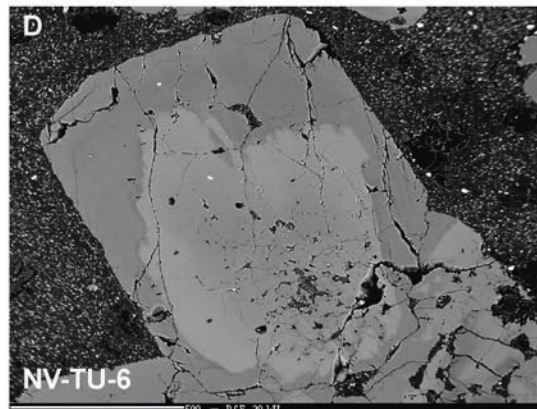
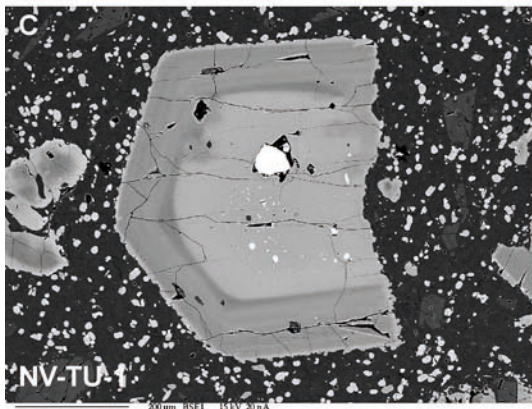
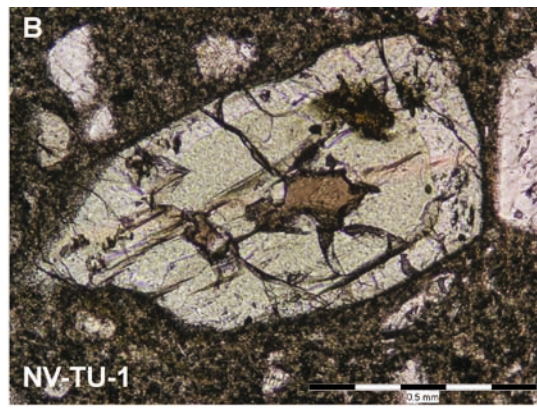
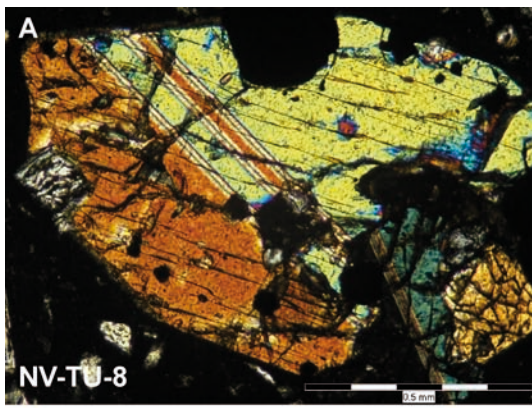
Jadrá obohatené o Fe sú obkolesené lemmi, pre ktoré je charakteristická náhla zmena zloženia oproti týmto jadrám – nárast veľkosti horčíkového čísla Mg# (obr. 8).

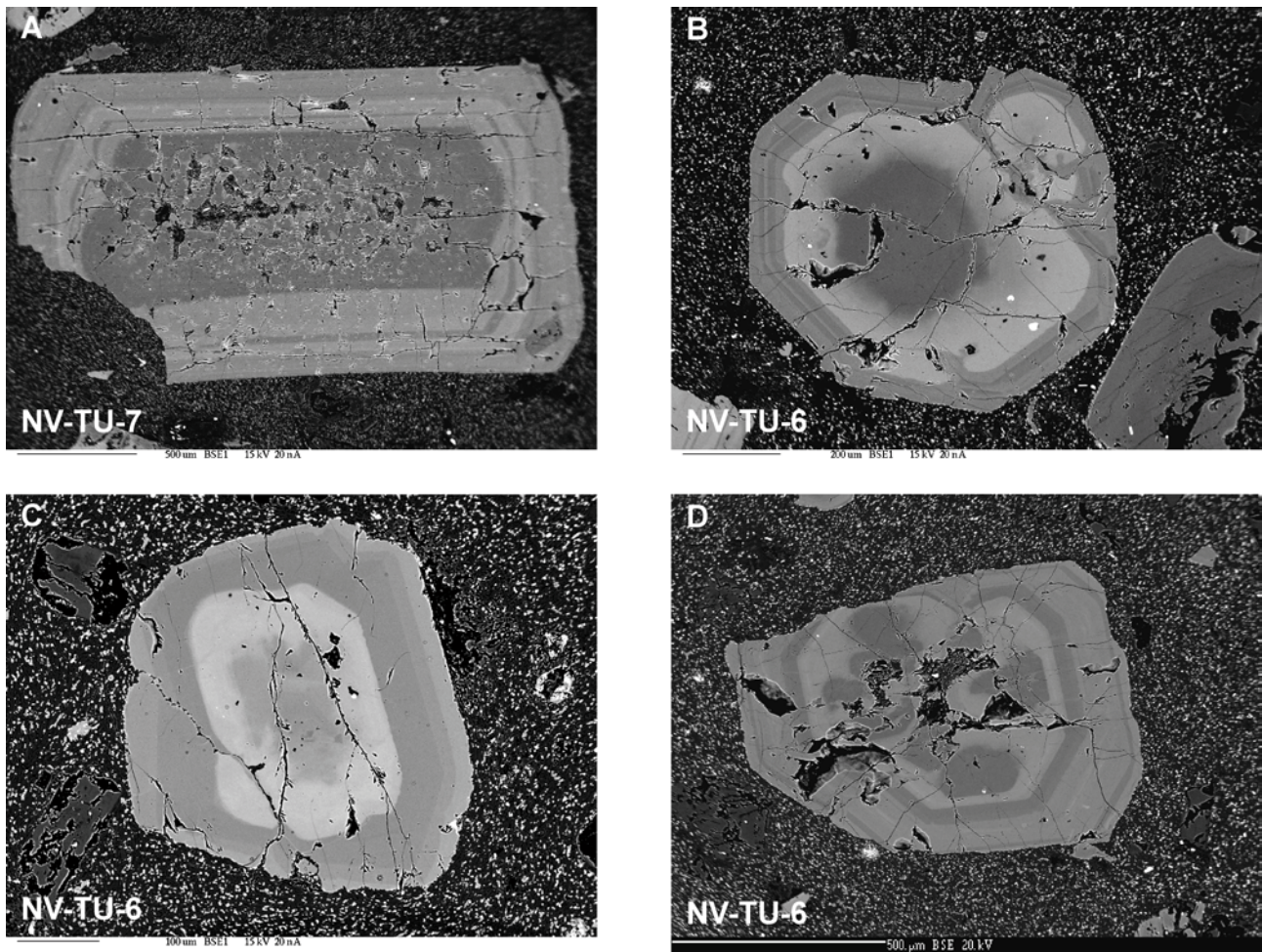
Medzi lemom a **okrajom klinopyroxénu** môže byť pozvoľný (obr. 6B, C) alebo ostrý prechod (obr. 5H).

Diagramy na obr. 8 poukazujú na pomerne výrazné rozdiely v zložení jednotlivých zón v rámci jedného klinopyroxénu. Najlepšie je to pozorovateľné na hodnotách Mg#, ktoré odrážajú normálnu a reverznú zonálnosť v kryštáli (pokles a nárast Mg# smerom od stredu po okraj kryštálu). Pozoruhodné sú veľké rozdiely v obsahu Al v klinopyroxénoch na obr. 6A a C.

Obr. 5. A – výrastlica klinopyroxénu s typickým dvojčatením, skřížené nikoly; B – klinopyroxén so zeleným jadrom, pri jednom nikole; C – klinopyroxén so zeleným jadrom – jadro má svetlú farbu, BEI; D – klinopyroxén so zložitým jadrom, ktoré má inú orientáciu ako zvyšok kryštálu, BEI; E – zložito zonálny klinopyroxén, BEI; F – zložito zonálny klinopyroxén s čiastočne resorbovaným jadrom a lemmi (vlnovité ohraničenie), BEI; G – agregát klinopyroxénov s Mg-bohatými jadrami, BEI; H – agregát klinopyroxénov so zložitou zonálnymi jadrami, BEI.

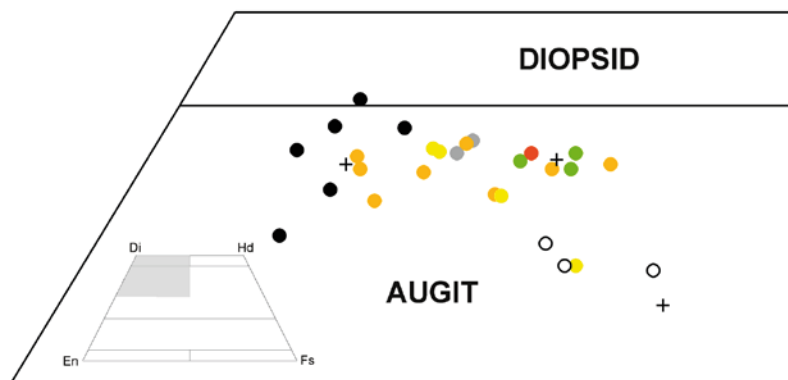
Fig. 5. A – clinopyroxene phenocryst with typical twinning, crossed polars; B – clinopyroxene with green core, plane-polarized light; C – clinopyroxene with green core – core has light color at BEI; D – clinopyroxene with complex core with different orientation as the rest of crystal, BEI; E – complex zonation of clinopyroxene, BEI; F – zoned clinopyroxene with partially resorbed core and mantles (wavy surfaces), BEI; G – the aggregate of clinopyroxenes with Mg-rich cores, BEI; H – the aggregate of clinopyroxenes with compositionally zoned cores, BEI.





Obr. 6. Postupné rozpúšťanie Mg-bohatých jadier v klinopyroxénoch (od A po D), BEI.

Fig. 6. The continual dissolution of Mg-rich clinopyroxene cores (from A to D), BEI.



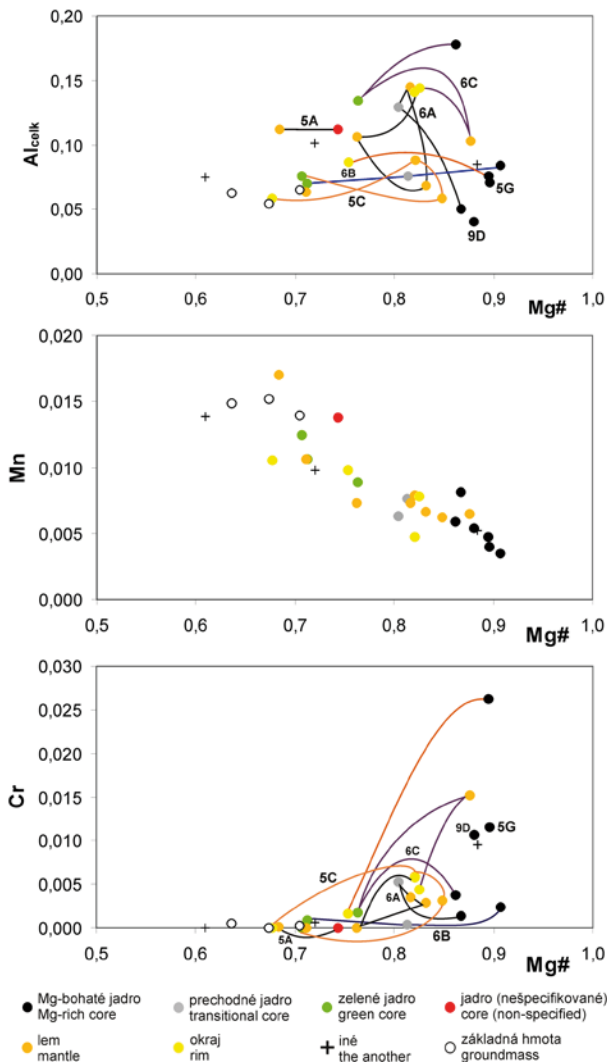
- Mg-bohaté jadro
Mg-rich core
- prechodné jadro
transitional core
- zelené jadro
green core
- jadro (nešpecifikované)
core (non-specified)
- lem
mantle
- okraj
rim
- + iné
the another
- základná hmota
groundmass

Obr. 7. Klasifikácia klinopyroxénov (Morimoto et al., 1988) vo vzorkách z Turčeka. En – enstatit, Fs – ferrosilit, Di – diopsid, Hd – hedenbergit.

Fig. 7. Classification of clinopyroxenes (Morimoto et al., 1988) in the samples from Turček. En – enstatite, Fs – ferrosilite, Di – diopside, Hd – hedenbergite.

Distribúcia Mn v jednotlivých zónach je nepriamo úmerná veľkosti horčíkového čísla (obr. 8). Z tohto diagramu sa dá dobre vyčítať veľkosť Mg# pre zóny v kryštáloch. Najvyššie horčíkové číslo majú Mg-bohaté jadrá (0,80 – 0,92), po ktorých nasledujú lemy narastajúce na zelenkavých jadrách (0,84 – 0,89). Vnútrná časť klinopyroxénu z diferencovanejšej vzorky NV-TU-8 (obr. 5A) má podobné Mg# (0,68 a 0,74) ako zelenkavé jadrá (0,69 – 0,77). Hodnoty Mg# pre klinopyroxény základnej hmoty patria medzi najnižšie (0,63 – 0,70).

Zaujímavou je pomerne široká variabilita v obsahu Cr v Mg-bohatých jadrách. Najvyšší obsah Cr majú vnútorné časti dvoch výrastlíc (0,92 a 0,70 hm. % Cr₂O₃), lemm na zelenkavom jadre v klinopyroxéne na obr. 6C (0,53 hm. % Cr₂O₃) a Mg-bohaté jadro v agregáte na obr. 5G (0,40 hm. % Cr₂O₃).



Obr. 8. Variácia v obsahoch Mg# a Al_{celk}, Mn a Cr v klinopyroxénoch študovaných hornín. Čiary spájajú projekčné body analýz v jednom zrne. Označenia pri čiarach zodpovedajú číslam fotografií.

Fig. 8. Mg# vs. Al_{total}, Mn and Cr variation in studied clinopyroxenes. Lines connect projection points of analyses in a single grain. Numbers and letters near lines correspond to numbers of photos.

Ortopyroxény

Ortopyroxény v študovaných vzorkách vystupujú vo forme výrastlíc, zrn základnej hmoty aj ako reakčné lemy a inklúzie (obr. 9).

Výrastlice ortopyroxénov (obr. 9A, C, E, F) sú zriedkavejšie ako klinopyroxény. Okrem vzorky NV-TU-8 (obr. 9C) často majú čiastočne resorbované vnútro. Analyzované výrastlice majú *enstatitové* zloženie (En_{47–82}Fs_{15–49}Wo_{0,3–9}; obr. 10).

Vo vzorke NV-TU-1 vystupujú ortopyroxény, ktoré majú tenké okraje výrazne bohatšie na Fe a tým aj vyšší obsah ferosilitovej zložky ako ich vnútro (obr. 9A, obr. 10).

Na niektoré ortopyroxény narastá klinopyroxénový lem *augitového* zloženia (obr. 9H).

V troch ortopyroxénoch boli nájdené *zelené jadrá* s rôznou intenzitou sfarbenia (obr. 9E, F). Intenzívne zelené jadro v ortopyroxéne na obr. 9F má hodnotu Mg# rovnú 0,53 a zloženie takmer na rozhraní *enstatit – ferosilit*. Obkolesené je lemom s Mg# rovným 0,73. Zelenkavé jadro v ortopyroxéne na obr. 9E má hodnotu Mg# 0,64. Jeho lem má takisto Mg# rovné 0,73.

Podobným fenoménom ako tieto jadrá je i prítomnosť ortopyroxénu veľkosti asi 0,8 mm vo vzorke NV-TU-6 (obr. 9G). Má zelenkavo-pieskovohnedý pleochroizmus a Mg# s hodnotou 0,53. Jeho tenký okraj má podobné zloženie ako výrastlice (obr. 10). Jeho xenomorfné obmedzenie navyše naznačuje, že by mohlo ísť o *xenokryštál*.

Ortopyroxény vystupujú aj v *základnej hmote* ako drobné zrníčka. Analyzované ortopyroxény majú *pigeonitové zloženie* (hodnoty Wo predstavujú 7 – 10 mol. %).

Ortopyroxény v *reakčných lemoch okolo drobných olivínov* vo vzorke NV-TU-1 (obr. 11C) majú variabilné zloženie: *enstatit a pigeonit* (obr. 10).

V jadre klinopyroxénu na obr. 10D boli identifikované *malé uzavreniny* ortopyroxénu, ktoré by pravdepodobne mohli byť exsolúciami. Analyzovaný ortopyroxén má vysoký obsah MgO (vyššie 30 hm. %) a vysoký obsah Cr₂O₃ (0,39 hm. %).

Olivíny

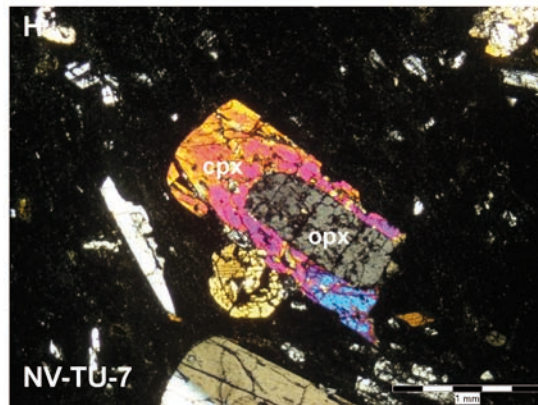
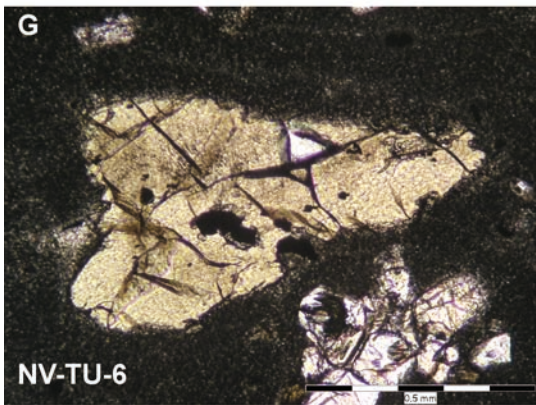
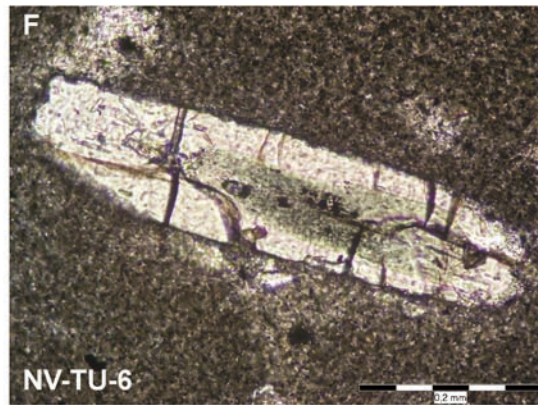
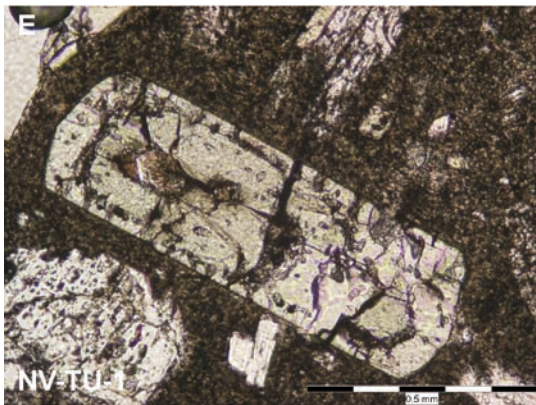
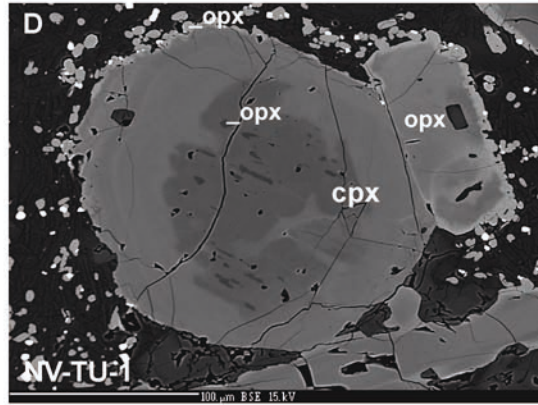
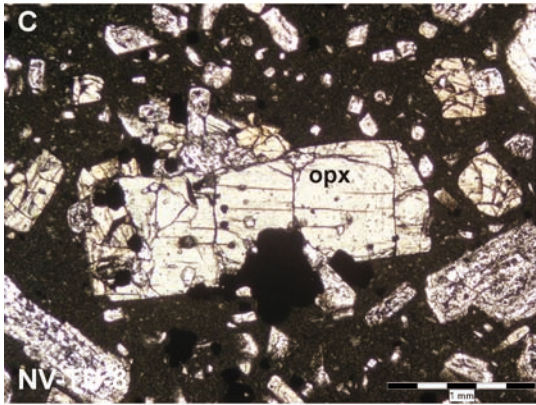
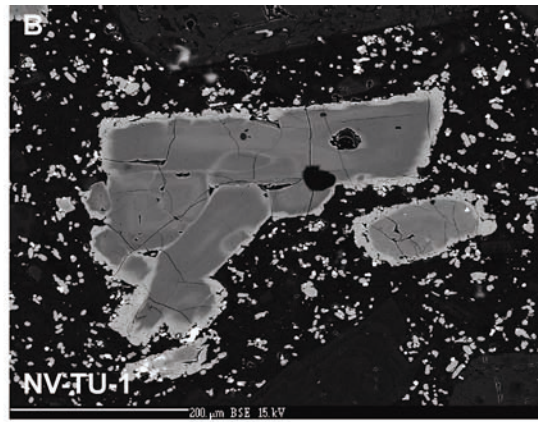
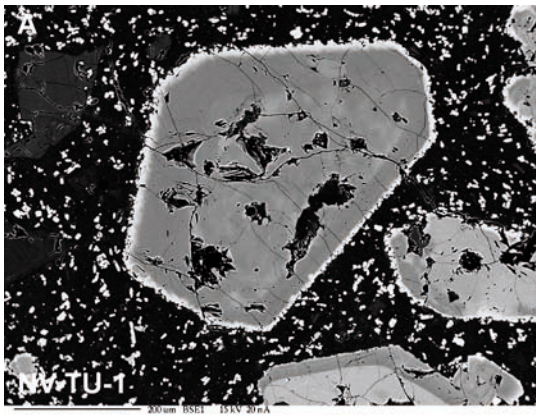
Vo vzorke NV-TU-1 sú olivíny prítomné ako malé výrastlice a ako súčasť agregátov s inými minerálmi (najmä klinopyroxénmi).

Malé výrastlice olivínov (Kollárová, 2000) majú veľkosť do 0,2 mm (obr. 11C). Sú obkolesené reakčným lemom tvoreným ortopyroxénom. Zloženie analyzovaných olivínov je Fo₆₁ a Fo₆₇.

Malý xenomorfný olivín s Fo₇₀ sa nachádza v centre agregátu (obr. 11E). Obkolesujú ho klinopyroxény.

V jednom agregáte je prítomný pomerne *veľký xenokryštál olivínu* (okolo 1 mm, obr. 11F). Má reakčný lem tvorený klinopyroxénom, ortopyroxénom, plagioklasom a spinelom (Kollárová, 2000). Jeho stred má zloženie Fo₉₀ a okraj Fo₇₆. Vnútro aj okraj majú zvýšený obsah Ni (0,29 a 0,18 hm. % NiO).

V NV-TU-6 a 7 olivíny vystupujú ako *drobné zrná* veľkosti do 0,3 mm, ktoré sú iddingsitizované (obr. 11D).



◀ **Obr. 9.** A – výrastlica ortopyroxénu s difúznymi zónami vo vnútri a tenkým okrajom bohatším na Fe, BEI; B – agregát ortopyroxénov s difúznymi zónami vo vnútri a okrajmi bohatšími na Fe, BEI; C – výrastlica ortopyroxénu, pri jednom nikole; D – drobné ortopyroxény tvoria inklúzie v Mg-bohatom jadre klinopyroxénu, BEI; E – ortopyroxén so zelenkavým jadrom, pri jednom nikole; F – ortopyroxén s výrazne zeleným jadrom, pri jednom nikole; G – xenomorfný ortopyroxén pochádzajúci z diferencovanejšej magmy, pri jednom nikole; H – narastanie klinopyroxénu na ortopyroxéne, skrížené nikoly.

Obr. 9. A – orthopyroxene phenocryst with diffusion zones inside and with a thin rim enriched in Fe, BEI; B – aggregate of orthopyroxenes with diffusion zones inside and with rim enriched in Fe, BEI; C – orthopyroxene phenocryst, plane-polarized light; D – tiny orthopyroxenes as inclusions in Mg-rich core of clinopyroxene, BEI; E – orthopyroxene with greenish core, plane-polarized light; F – orthopyroxene with an intense green core, plane-polarized light; G – xenomorphic orthopyroxene with origin in a more differentiated magma, plane-polarized light; H – orthopyroxene rimmed by clinopyroxene, crossed polars.

Analyzované zrno má zloženie Fo_{71} . Obkolesené je tenkým lemom zloženým z ortopyroxénu a Ti-magnetitu.

V NV-TU-6 bola nájdená jedna *výrastlica olivínu väčších rozmerov* (približne 0,7 mm) so zachovanými plochami pôvodného minerálu (obr. 11A, B). Je iddingsitizovaná a jej zloženie je Fo_{80} . V jej vnútri sa nachádza klinopyroxén a ortopyroxén.

Iddingsitizované olivíny sú prítomné v agregáte tvorenom najmä klinopyroxénmi vo vzorke NV-TU-7.

Diskusia

Pre vzorky NV-TU-1, 6 a 7 je charakteristická častá prítomnosť fenoménov poukazujúcich na nerovnovážne stavy v magmatickom rezervoári. Najvýznamnejším fenoménom je *nehomogenita minerálov*, najmä pyroxénov. Zvlášť vo vzorke NV-TU-1 je možné pozorovať širokú škálu zloženia minerálov. Naopak, vo vzorke NV-TU-8 sú pomerne homogénne pyroxény.

Minerálne fázy vrchnoplášťového pôvodu

Niektoré Mg-bohaté jadrá klinopyroxénov majú okrem vysokého Mg# aj vysoký obsah Cr (obr. 8). Je to jadro malej výrastlice (Mg# = 0,90, Cr_2O_3 = 0,92 hm. %), jadro v agregáte klinopyroxénov (obr. 5G; Mg# = 0,90, Cr_2O_3 = 0,40 hm. %) a resorbované jadro vo výrastlici na obr. 9D (Mg# = 0,88, Cr_2O_3 = 0,37 hm. %). Do tejto skupiny patrí aj lem na zelenkavom jadre klinopyroxénu na obr. 6C (Mg# = 0,88, Cr_2O_3 = 0,53 %). Na základe obsahu chrómu môžeme tieto klinopyroxény označiť ako *Cr-augity* (chromian augites, Morimoto et al., 1988).

Navyše v jadre na obr. 9D sú uzavreniny ortopyroxénov s vysokým obsahom MgO (vyše 30 hm. %) a Cr_2O_3

(0,39 hm. %), ktoré by mohli predstavovať aj exsolúcie v klinopyroxéne.

Uvedené zloženie môže poukazovať na *vrchnoplášťový pôvod* týchto pyroxénov.

Vo vzorke NV-TU-1 sa nachádza xenomorfný olivín s reakčným lemom tvoreným najmä zonálnym klinopyroxénom, ortopyroxénom, plagioklasom a spinelom (obr. 11F; Kollárová, 2000). Jeho vnútro má Fo_{90} a obsah NiO 0,29 hm. %, čo zodpovedá zloženiu olivínov ultrabázických hornín (Deer et al., 1997). V ultrabázických horninách možno nájsť aj zloženie, ak má okraj olivínu, hoci Fo zložka je výrazne nižšia (Fo_{76}). Obsah NiO je tiež pomerne vysoký (NiO 0,18 hm. %).

Tento xenokryštal pravdepodobne predstavuje *restit zdrojovej oblasti* (Gill, 1981) alebo *úlomok vrchnoplášťovej horniny* (Kollárová, 2000).

Xenokryštal olivínu a uvedené klinopyroxény boli zachytené a vnesené bázičkou magmou. V magmatickom krbe bol olivín obrastený reakčným lemom (Reagan et al., 1987) a klinopyroxény boli resorbované. Lem na klinopyroxéne môže pochádzať z *primitívnej bázičky magmy*.

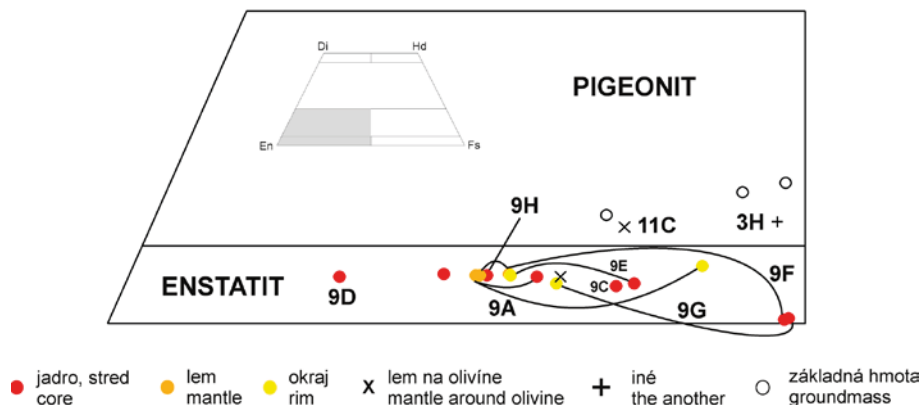
Minerálne fázy, ktoré kryštalizovali z bázičky taveniny

Z bázičky magmy vykryštalizovali časti plagioklasov s vysokým obsahom An zložky (nad 80). Je to väčšina analyzovaných jadier (vnútorných častí) plagioklasov a v prípade vzorky NV-TU-6 majú bázičné zloženie aj niektoré okraje. Tieto jadrá môžu obsahovať tzv. *síťovú štruktúru* – sú čiastočne alebo takmer úplne vyplnené uzavreninami (obr. 3G, H a F vľavo).

Typickým predstaviteľom je plagioklas na obr. 3G a H. Má pomerne bázičné jadro (An okolo 80), takmer úplne

Obr. 10. Klasifikácia ortopyroxénov (Morimoto et al., 1988) vo vzorkách z Turčeka. Čiary spájajú projekčné body analýz v jednom zrne. Označenia pri čiarach zodpovedajú číslam fotografií. En – enstatit, Fs – ferosilit, Di – diopsid, Hd – hedenbergit.

Fig. 10. Classification of orthopyroxenes (Morimoto et al., 1988) in the samples from Turček. Lines connect projection points of analyses in a single grain. Numbers and letters near lines correspond to numbers of photos. En – enstatite, Fs – ferosilite, Di – diopside, Hd – hedenbergite.

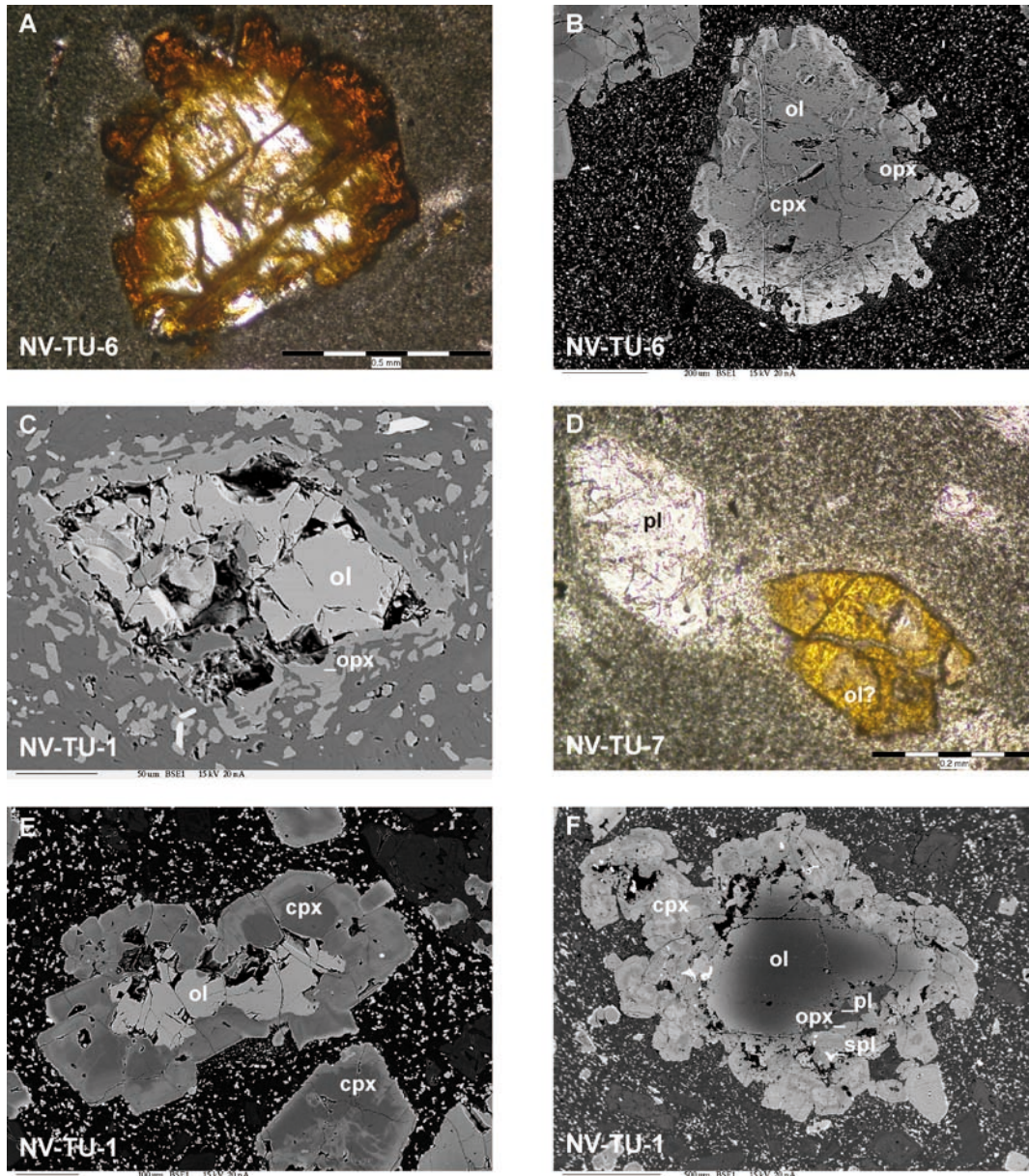


vyplnené inklúziami. Jadro bolo navyše zaoblené vplyvom natavenia magmou, ktorá ho zachytila. Okolo neho narástol oscilačne zonálny acidnejší lem a okraj.

Niektoré z jadier so sitovou štruktúrou alebo bez uzavrenín majú výrazne bázičné zloženie (An_{87} , An_{85} na obr. 3B a An_{89} na obr. 3Fa). Tieto jadrá zrejme pochádzajú z *raných štádií kryštalizácie bazaltickej taveniny*. Jadrá plagioklasov na obr. 3B a 3Fa boli neskôr zachytené magmou, ktorá ich resorbovala.

Z bázičkej magmy pochádzajú aj zvyšné Mg-bohaté jadrá (s nízkym obsahom Cr) a niektoré lemy a okraje klinopyroxénov s Mg# vyšším ako 80.

Mg-bohaté jadrá pravdepodobne pochádzajú z *raných štádií kryštalizácie bázičkej magmy*. Neskôr boli zachytené diferencovanou taveninou prítomnou v magmatickom rezervoári, z ktorej vznikli jadrá obohatené o Fe. Táto tavenina Mg-bohaté jadrá do rôznej miery rozpúšťa (obr. 6). Vznikajú prechodné zóny medzi oboma typmi



Obr. 11. A – iddingsitizovaná výrastlica olivínu, pri jednom nikole; B – tá istá výrastlica ako na fotografii A uzatvára klinopyroxén a ortopyroxén, BEI; C – malá výrastlica olivínu s ortopyroxénovým reakčným lemom, BEI; D – pravdepodobne iddingsitizovaný olivín (vpravo), pri jednom nikole; E – malý agregát s olivínom v strede a klinopyroxénmi okolo neho, BEI; F – xenokrýštál olivínu s lemom tvoreným klinopyroxénmi, ortopyroxénmi, plagioklasom a spinelmi, BEI.

Obr. 11. A – iddingsitized olivine phenocryst, plane-polarized light; B – The same phenocryst as at photo A. It has clinopyroxene and orthopyroxene inclusions, BEI; C – small olivine phenocryst with orthopyroxene reaction mantle, BEI; D – probably iddingsitized olivine (right side), plane-polarized light; E – small aggregate with olivine in its centre and with clinopyroxenes surrounding olivine, BEI; F – olivine xenocryst surrounded by clinopyroxenes, orthopyroxenes, plagioclase and spinels, BEI.

jadier a postupne klesá horčíkové číslo. Z inej bázeickej magmy vykryštalizovali lemy obrastajúce jadrá a okraje s vysokým Mg#.

Z bázeickej taveniny môžu pochádzať aj vnútorné časti ortopyroxénov, ktoré majú vyššie Mg#.

V študovaných vzorkách – okrem NV-TU-8 – sa nachádzajú malé výrastlice olivínov (obr. 11C a D). V NV-TU-1 sú veľmi zriedkavé, ale majú zachované pôvodné plochy. V ostatných dvoch vzorkách, ktoré majú bázeickejší charakter, sú početnejšie, ale takmer všetky sú úplne iddingsitizované. V NV-TU-6 sa nachádza aj jedna väčšia výrastlica (obr. 11A a B).

Zloženie týchto olivínov (Fe_{61} , Fe_{67} a Fe_{71}), ako aj zloženie väčšej výrastlice (Fe_{80}) zodpovedá zloženiu olivínov *kryštalizujúcich z bázeickej magmy*. Menšie olivíny s nižším Fe kryštalizovali z diferencovanejšej taveniny ako veľká výrastlica.

Olivíny zo vzorky NV-TU-1 (obr. 11C) sú lemované ortopyroxénom, čo poukazuje na ich nerovnováhu s magmou, z ktorej sa tvoril bazaltický andezit. Tento jav opisujú Coombs a Gardner (2004) a pripisujú ho *mixingu magiem* – bázeickej magmy, z ktorej vykryštalizoval olivín, a bazalticko-andezitovej magmy.

Prítomnosť diferencovaných magiem v magmatickom rezervoári

V študovaných vzorkách poukazujú na prítomnosť diferencovaných tavenín v magmatickom rezervoári najmä jadrá obohatené o Fe v niektorých klinopyroxénoch (obr. 5B a C) a zriedkavo aj v ortopyroxénoch (obr. 9E a F). Jadrá majú často zelenkavú farbu. Zvláštnu pozornosť im venuje Nakagawa et al. (2002). Opisujú ich napríklad aj Baker et al. (1991) a Tatsumi et al. (2002).

Tieto jadrá majú subhedrálne až anhedrálne obmedzenie, ktoré väčšinou sleduje tvar celého kryštálu. Majú nízke horčíkové číslo: 0,69 – 0,77 pre klinopyroxény a 0,53 pre analyzovaný ortopyroxén s výrazným zeleno-(pieskovo)hnedým pleochroizmom (obr. 9F). Tieto hodnoty, ako aj ich tvar poukazujú na kryštalizáciu z diferencovanej taveniny.

Najvýraznejšie obohatenie o Fe a takmer ferosilitové zloženie má anhedrálne pieskovohnedý ortopyroxén (obr. 9G), ktorý tiež môže pochádzať z diferencovanejšej taveniny. Podobné zloženie ortopyroxénu udáva Kuno (1954) pre fenokryštal v augiticko-hyperstenickom dacite z Japonska.

Podobné zloženie ako zelenkavé jadrá majú klinopyroxén a ortopyroxén zo vzorky NV-TU-8 (obr. 5A a 9D, obr. 8 a 10), čo takisto môže poukazovať na ich *pôvod z diferencovanejšej magmy*. Ich kryštalizácia prebehla za relatívne stabilných podmienok, dôkazom toho je ich nevýrazná zonálnosť.

Sitová štruktúra plagioklasov

Výrastlice plagioklasov v študovaných vzorkách obsahujú sitové štruktúry v dvoch pozíciách: v *jadre (vnútornej časti) plagioklasu a v zóne vnútri kryštálu, ktorá oddeľuje jadro bez uzavretín od vonkajšej zóny (okraja)*.

Pomerne zriedkavá je kombinácia oboch typov pozície sitovej štruktúry v jednom kryštáli.

Sitová štruktúra v plagioklase vznikla rozpúšťaním plagioklasu vplyvom zmeny fyzikálnych a chemických vlastností magmatickej taveniny. Uvedená štruktúra predstavuje *zvyšky siete kanálikov*, ktoré boli navzájom pospájané a cez ktoré do plagioklasu vnikala okolitá magmatická tavenina a reagovala s ním (Nelson a Montana, 1992). Spomínaní autori zároveň uvažujú o tom, že hrubá sitová štruktúra vznikla *magmatickou dekompresiou* (poklesom tlaku) s pomerne malou stratou tepla pri rýchlom výstupe magmy do plytkého magmatického rezervoára. Prítomnosť vody môže podporovať tvorbu jemnozrnnej sitovej štruktúry a strata plynov môže stlmiť zmeny zloženia (Nelson a Montana, 1992). O magmatickej dekompresii môžeme uvažovať vtedy, ak nie sú veľké zmeny chemického zloženia vnútri zóny so sitovou štruktúrou alebo medzi touto zónou a plagioklasom, ktorý ju obrastá (Singer et al., 1995).

Sitová štruktúra môže vzniknúť aj *mixingom magiem*, avšak tento proces musí byť podložený aj inými kritériami (napr. nerovnovážnou minerálnou asociáciou, izotopovým zložením; Nelson a Montana, 1992). O *mixingu magiem* môžeme uvažovať vtedy, keď sú výrazné zmeny v zložení medzi plagioklasom so sitovou zónou a plagioklasom, ktorý ho obrastá, alebo keď sitová zóna oddeľuje dve časti plagioklasu s výrazným rozdielom v zložení (Pearce a Kolisnik, 1990; Tepley et al., 2000).

V ďalšom štádiu môže okolo plagioklasu so sitovou štruktúrou rásť iný plagioklas, ktorý je v rovnováhe s magmatickou taveninou. Tento okrajový plagioklas oddelí taveninu v kanálikoch od okolitej taveniny. Po vychladnutí magmy budú kanáliky mikrometrových rozmerov vyplnené mikrokryštalickou alebo sklovitou taveninou (Nelson a Montana, 1992).

Sitové jadrá v plagioklasoch študovaných hornín majú pomerne vysoký obsah An zložky (76 – 87 mol. %), čo poukazuje na ich kryštalizáciu v bázeickej magme.

Zvlášť vo vzorke NV-TU-1 môžeme pozorovať, že sitová štruktúra nezasahuje celé bázeické jadro plagioklasu (obr. 3H) a po tvorbe sitovej štruktúry pokračovala kryštalizácia bázeického plagioklasu z magmy, ktorá neprešla výraznými zmenami v chemickom zložení (podobnosť zloženia plagioklasu v sitovej zóne a v leme okolo tejto zóny). Možno teda predpokladať, že v týchto plagioklasoch vznikla sitová štruktúra *magmatickou dekompresiou* – poklesom tlaku napríklad počas konvekcie v magmatickom krbe. Prítomnosť vody v tavenine podporuje vznik jemnozrnnej sitovej štruktúry (Nelson a Montana, 1992) a stabilizuje plagioklas obohatený o An zložku (Housh a Luhr, 1991). Ak sa tieto plagioklasové jadrá dostali do diferencovanejšej magmy, tá ich mohla zaobliť a mohol z nej okolo jadier vykryštalizovať oscilačne zonálny lem a okraj (obr. 3H) alebo acidnejší tenký okraj.

Zriedkavejším typom sitovej štruktúry je sitová zóna medzi jadrom (vnútrom) plagioklasu a jeho lemom (obr. 3D a 3Fa). Sitová zóna môže oddeľovať bázeickejšie jadro od acidnejšieho okraja (plagioklas na obr. 3Fa) alebo acidnejšie jadro od bázeickejšieho okraja. Niekedy oddeľuje

od seba jadro a okraj s približne rovnakým chemickým zložením (príkladom je plagioklas na obr. 3D).

Jadro plagioklasu na fotografii 3Fa má An_{89} , čo poukazuje na jeho kryštalizáciu v primitívnej báze tavenine. Neskôr ho zachytila acidnejšia tavenina, ktorá ho resorbovala (zaoblenie rohov) a z nej vykryštalizoval lem s An_{77} . Tento kryštál plagioklasu bol vnesený do magmy, s ktorou bol lem v nerovnováhe a v leme vznikla sitová štruktúra. Na záver na plagioklase vyrástol okraj s An_{70} .

Acidnejšie jadro s An_{56} (na obr. 4 označené šípkou) môže pochádzať z diferencovanejšej magmy. Bolo vnesené do báze magmy, ktorá ho resorbovala. To môže poukazovať na *mixing magiem*. Sitová štruktúra oddeľuje jadro od báze plagioklasu, okolo ktorého narástol tenký acidnejší lem.

Reverzná zonálnosť v klinopyroxénoch a ortopyroxénoch

Najvýraznejšia reverzná zonálnosť je medzi jadrami obohatenými o Fe a lemmami obohatenými o Mg, ktoré na nich narastajú.

Jadrá obohatené o Fe (zelenkavé jadrá) sú do rôznej miery zaoblené (obr. 5C a 6C), čo môže naznačovať termálnu eróziu vplyvom horúcej magmy, ktorá ich potom zachytila. Z tejto magmy vyrástol okolo jadier lem s výrazne vyšším horčíkovým číslom ako jadrá (obr. 8) a v niektorých prípadoch aj vyšším obsahom Cr.

Tento jav poukazuje na *prienik báze magmy do magmatického krbu*, kde sa magma zmiešala s diferencovanejšou magmou obsahujúcou kryštály minerálov (Nakagawa et al., 2002). Viacero reverzných zonálností v rámci jedného kryštálu poukazuje na *opakované injekcie báze magmy* (Nakagawa et al., 1999). Viac reverzných zonálností v jednom kryštáli možno pozorovať najmä vo vzorkách NV-TU-6 a 7 (obr. 5F).

Ortopyroxény lemované klinopyroxénmi

Na ortopyroxénoch podobného zloženia ako majú výrastlice ortopyroxénov narastá klinopyroxén augitového zloženia (9H). Tento fenomén ako dôkaz *mixingu magiem* opisuje napr. Brophy (1990) a Ferguson et al. (1992).

Kryštalizácia z bazalticko-andezitovej magmy

Z *bazalticko-andezitovej magmy* kryštalizovali acidnejšie lemy a okraje plagioklasov a menšie výrastlice (obr. 3Hb), ktoré majú obsah An menší ako ≈ 70 (obr. 4), okraje klinopyroxénov a výrastlice klinopyroxénov a ortopyroxénov zo vzorky NV-TU-8.

Na niektorých klinopyroxénoch (obr. 5C) a ortopyroxénoch (obr. 9A) vo vzorke NV-TU-1 je tenký okraj s výrazne nižším Mg# ako má pyroxén, na ktorom narastajú. Podobné Mg# majú aj analyzované *pyroxény základnej hmoty*. Klinopyroxény základnej hmoty majú nižší a ortopyroxény vyšší obsah Wo zložky ako ostatné analyzované pyroxény (obr. 7, 10).

Plagioklasy základnej hmoty majú najnižší obsah An

zložky a najvyšší obsah Or zložky zo všetkých analyzovaných plagioklasov (obr. 4).

Na základe týchto údajov možno usúdiť, že okraje pyroxénov a plagioklasy s pyroxénmi základnej hmoty kryštalizovali počas *neskorších štádií kryštalizácie bazalticko-andezitovej magmy*.

Záver

Minerálne fázy v študovaných vzorkách poukazujú na intenzívne sa meniace podmienky pri ich kryštalizácii a tým aj na veľmi dynamický magmatický rezervoár (rezervoáre?) pod vulkanickou štruktúrou, ktorá vyprodukovala vulkanity turčeckej formácie. Dôkazom toho je vnútorná stavba najmä tých výrastlíc, ktoré v sebe zahŕňajú materiál rôzneho pôvodu.

Vrchnoplášťový pôvod môžu mať Cr-augitové jadrá klinopyroxénov (časť Mg-bohatých jadier), drobné uzavreniny (exsolúcie?) ortopyroxénov v Cr-augitovom jadre a xenokryštál olivínu s reakčným lemom.

Z *báze magmy* mohli kryštalizovať jadrá a vnútorné časti plagioklasov s An vyšším ako 80, pričom niektoré z nich obsahujú *sitovú štruktúru*, lemy a okraje plagioklasov s vysokým An (>80), lemy a okraje s vysokým Mg# v pyroxénoch a výrastlice ortopyroxénov a olivínov. Z raných štádií kryštalizácie báze magmy môžu pochádzať jadrá plagioklasov s An vyšším ako 85 a Mg-bohaté jadrá s nižším obsahom chrómu.

Naopak, z *diferencovanej magmy* pochádzajú jadrá obohatené o Fe (často zelenkavej farby), prítomné v klinopyroxénoch a ortopyroxénoch. Diferencovaná magma, z ktorej vykryštalizovali klinopyroxény, zachytila Mg-bohaté klinopyroxénové jadrá a resorbovala ich. Z diferencovanej magmy vykryštalizoval aj ortopyroxén s takmer ferosilitovým zložením zo vzorky NV-TU-6.

Aj iné nerovnovážne fenomény prítomné vo vzorkách poukazujú na prítomnosť zložitejších procesov, ako je jednoduchá kryštalizácia z magmy. Je to reverzná zonálnosť, pozorovaná najmä v klinopyroxénoch (napr. narastanie lemu s vyšším Mg# na jadre s nižším Mg#), narastanie klinopyroxénu na ortopyroxéne, veľké rozdiely v zložení medzi jednotlivými zónami v pyroxénoch a lemy tvorené drobným ortopyroxénom na olivínoch. V literatúre sú tieto nerovnovážne javy často pripísané *mixingu magiem*.

Ďalším nerovnovážnym fenoménom v študovaných vzorkách sú sitové štruktúry, najmä v jadrách plagioklasov. Ak nie sú veľké rozdiely v zložení plagioklasu v sitovej zóne a plagioklasu v báze leme (okraji) okolo sitovej zóny (menej ako 10 mol. % An zložky), možno predpokladať, že vznik sitovej štruktúry je spojený s *magmatickou dekompresiou*.

Kryštalizáciu bazalticko-andezitovej magmy môžeme zaradiť do záverečných štádií vývoja magmatickej taveniny, z ktorej sa tvorili horniny turčeckej formácie. Z takejto magmy kryštalizovali výrastlice klinopyroxénu a ortopyroxénu zo vzorky NV-TU-8, acidnejšie lemy a okraje plagioklasov a menšie výrastlice plagioklasu, ktoré majú obsah An menší ako ≈ 70 . Na klinopyroxénoch a ortopyroxénoch

vo vzorke NV-TU-1 vznikali tenké okraje s oveľa nižším Mg# ako pyroxény, na ktorých narastajú.

Ako posledné kryštalizovali minerály základnej hmoty a vzniklo sklo medzi nimi. Plagioklasy základnej hmoty sú z analyzovaných plagioklasov najacidnejšie a majú najvyšší obsah Or zložky. Pyroxény základnej hmoty majú podobné Mg# ako pyroxény z uvedených tenkých okrajov, ale líšia sa od nich v hodnote Wo zložky.

Prítomnosť materiálu plášťového a kôrového pôvodu, ako aj rôznych procesov odrážajúcich sa v mineráloch vulkanitov turčeckej formácie dáva možnosť predpokladať zložitý vývoj magmatickej taveniny (tavenín), z ktorej sa tvorili študované horniny a ktorý mohol prebiehať vo viacerých magmatických rezervoároch.

Podakovanie. Ďakujem obom recenzentom, J. Ulrychovi a M. Huraiovej za všetky cenné rady a pripomienky k danej práci.

References

- BAKER, M. B., GROVE, T. L., KINZLER, R. J., DONNELLY-NOLAN, J. M. & WANDLESS, G. A., 1991: Origin of compositional zonation (high-alumina basalt to basaltic andesite) in the Giant Crater Lava Field, Medicine Lake Volcano, Northern California. *J. geophys. Res.*, 96, B13, 21 819 – 21 842.
- BERLO, K., BLUNDY, J., TURNER, S. & HAWKESWORTH, Ch., 2007: Textural and chemical variation in plagioclase phenocrysts from the 1980 eruptions of Mount St. Helens, USA. *Contr. Mineral. Petrology*, 154, 291 – 308.
- BOTTINGA, Y., KUDO, A. & WEILL, D., 1966: Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase. *Amer. Mineralogist*, 51, 792 – 806.
- BROPHY, J. G., 1990: Andesites from northeastern Kanaga Island, Aleutians. Implications for calc-alkaline fractionation mechanisms and magma chamber development. *Contr. Mineral. Petrology*, 104, 568 – 581.
- COOMBS, M. L. & GARDNER, J. E., 2004: Reaction rim growth on olivine in silicic melts: Implications for magma mixing. *Amer. Mineralogist*, 89, 748 – 759.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMANN, J., 1997: Rock-forming minerals. *Volume 1A: Orthosilicates. The Geological Society, London*, 919 pp.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMANN, J., 1997: Rock-forming minerals. *Volume 2A: Single-chain silicates. The Geological Society, London*, 668 pp.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMANN, J., 1997: Rock-forming minerals. *Volume 2B: Double-chain silicates. The Geological Society, London*, 764 pp.
- DUNGAN, M. A. & RHODES, J. M., 1978: Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP legs 45 and 46: evidence for magma mixing. *Contr. Mineral. Petrology*, 67, 417 – 431.
- FERGUSON, K. M., DUNGAN, M. A., DAVIDSON, J. P. & COLUCCI, T. M., 1992: The Tatara-San Pedro Volcano, 36°S, Chile: A chemically variable, dominantly mafic magmatic system. *J. Petrology*, 33, 1, 1 – 43.
- GILL, J. B., 1981: Orogenic andesites and plate tectonics. *Berlin-Heidelberg-New York, Springer-Verlag* 390 pp.
- HOUSH, T. B. & LUHR, J. F., 1991: Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. *Amer. Mineralogist*, 76, 477 – 492.
- KOLLÁROVÁ, V., 2000: Bazaltoidné andezity turčeckej formácie z Turčeka – mineralogická a petrologická charakteristika. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 32, 115 – 126.
- KOLLÁROVÁ, V., 2004: Zelené jadrá v pyroxénoch bazaltov a bazaltických andezitov oblasti stredoslovenských neovulkanitov (Banská Štiavnica – Kalvária, Turček – Kremnické vrchy). *Miner. Slov. (Bratislava)*, 36, 216 – 224.
- KONEČNÝ, V., LEXA, J. & PLANDEROVÁ, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 9, 1 – 203.
- KUNO, H., 1954: Study of orthopyroxenes from volcanic rocks. *Amer. Mineralogist*, 39, 30 – 46.
- LEXA, J., HALOUZKA, R., HAVRILA, M., HANZEL, V., KUBEŠ, P., LIŠČÁK, P. & HOJSTRIČOVÁ, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Kremnických vrchov, 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra*, 310 s.
- LIŠČÁK, P., ŠIMON, L. & WAGNER, P., 1995: Some engineering geological problems encountered during the construction of the rock-fill dam Turček. *Slovak Geol. Mag.*, 3, 235 – 243.
- LOFGREN, G., 1974: Temperature-induced zoning in synthetic plagioclase feldspar. In: *Mackenzie, W. S. & Zussmann, J. (eds.): The feldspars*, 362 – 376.
- LOFGREN, G., 1974a: An experimental study of plagioclase crystal morphology: Isothermal crystallization. *Amer. J. Sci.*, 260, 243 – 273.
- MACDONALD, G. A. & KATSURA, T., 1965: Eruption of Lassen Peak, Cascade Range, California, in 1915: Example of mixed magmas. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 76, 475 – 482.
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A. K., GINZBURG, I. V., ROSS, M., SEIFERT, F. A., ZUSSMAN, J., AOKI, K. & GOTTARDI, G., 1988: Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Mineralogist*, 73, 1 123 – 1 133.
- MORRICE, M. G. & GILL, J. B., 1986: Spatial patterns in the mineralogy of island arc magma series: Sangihe arc, Indonesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, 1 – 4, 311 – 353.
- NAKAGAWA, M., WADA, K., THORDARSON, T., WOOD, C. P. & GAMBLE, J. A., 1999: Petrologic investigations of the 1995 and 1996 eruptions of Ruapehu volcano, New Zealand: Formation of discrete and small magma pockets and their intermittent discharge. *Bull. volcanol.*, 61, 15 – 31.
- NAKAGAWA, M., WADA, K. & WOOD, C. P., 2002: Mixed magmas, mush chambers and eruption triggers: Evidence from zoned clinopyroxene phenocrysts in andesitic scoria from the 1995 eruptions of Ruapehu volcano, New Zealand. *J. Petrology*, 43, 12, 2 279 – 2 303.
- NELSON, S. T. & MONTANA, A., 1992: Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *Amer. Mineralogist*, 77, 1 242 – 1 249.
- PEARCE, T. H. & KOLISNIK, A. M., 1990: Observations of plagioclase zoning using interference imaging. *Earth Sci. Rev. (Amsterdam)*, 29, 9 – 26.
- REAGAN, M. K., GILL, J. B., MALAVASSI, E. & GARCIA, M. O., 1987: Changes in magma composition at Arenal volcano, Costa Rica, 1968 – 1985: Real-time monitoring of open-system differentiation. *Bull. volcanol.*, 49, 415 – 434.
- SEAMAN, S. J., 2000: Crystal clusters, feldspar glomerocrysts, and magma envelopes in the Atascosa Lookout lava flow, Southern Arizona, USA: Records of magmatic events. *J. Petrology*, 41, 5, 693 – 716.
- SINGER, B. S., DUNGAN, A. M. & LAYNE, G. D., 1995: Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. *Amer. Mineralogist*, 80, 776 – 798.
- STRECK, M. J., 2008: Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. *Rev. Miner. Geochem.*, 69, 595 – 622.
- TATSUMI, Y., NAKASHIMA, T. & TAMURA, Y., 2002: The petrology and geochemistry of calc-alkaline andesites on Shodo-Shima Island, SW Japan. *J. Petrology*, 43, 1, 3 – 16.
- TEPLEY, F. J., DAVIDSON, J. P., TILLING, R. I. & ARTH, J. G., 2000: Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichón Volcano, Mexico. *J. Petrology*, 41, 9, 1 397 – 1 411.
- TSCHUIYAMA, A., 1985: Dissolution kinetics of plagioclase in the melt system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contr. Mineral. Petrology*, 89, 1 – 16.

Rukopis doručení 5. 9. 2011

Revidovaná verzia doručená 12. 9. 2011

Rukopis akceptovaný red. radou 13. 9. 2011

Plagioclases, pyroxenes and olivines in basaltic andesites from Turček: The indicators of the processes in the magmatic system

The mineral phases present in volcanic rocks in various forms and positions (phenocrysts, xenocrysts, groundmass phases or inclusions) represent the important source of information about the processes in the magmatic systems – from the source region to the lava solidification at a surface.

This paper deals with the main mineral phases in basaltic andesites from the locality Turček (approx. 6 km to the N from Kremnica, Kremnické vrchy Mts.). These rocks belong stratigraphically to the Turček Formation of Upper Badenian age (the Central Slovak Volcanic Field).

Rock-forming minerals of these basaltic andesites – plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and olivine are studied in detail. These minerals or their parts had various origin and they revealed highly variable conditions in which these minerals had crystallized.

Plagioclases are present in several textural forms: 1. Plagioclases without inclusions or with small amount of them, mostly in a form of smaller phenocrysts. They can be oscillatory zoned. 2. Plagioclases with the sieve texture. They contain large amount of inclusions (glass, pyroxene, Ti-magnetite), which are placed in plagioclase core or in the zone between inclusion-free core and rim. The combination of both types of the inclusion position in one crystal is rare. Plagioclase cores with sieve texture often have high An >78 and they are rimmed by oscillatory zoned or non-zoned mantle (rim). 3. Groundmass plagioclases have the lowest An content among all analysed plagioclases. 4. Plagioclase aggregates (glomerocrysts) are composed only of plagioclases or plagioclases and other minerals (pyroxenes).

Clinopyroxenes are important minerals in the studied samples. They have the complex zonality (samples NV-TU-1, 6, 7) and characteristic twinning. Clinopyroxenes have augitic composition $En_{37-54}Fs_{6-27}Wo_{34-45}$ (one analysed clinopyroxene is diopside). Their crystals have 3 zones: centre (core), mantle and rim. Core, especially in larger phenocrysts, can be composed of 2 parts: Mg-rich core and Fe-rich core (often of weakly green colour). Mg-rich cores have Mg-number higher than 0.88 and some of them have also higher Cr content (Cr-augites). Fe-rich cores have relatively low Mg# (0.70 – 0.77). Fe-rich cores can contain Mg-rich cores. Clinopyroxene mantles are normally or oscillatory zoned. There is an abrupt change in Mg# between Fe-rich core and mantle which results in reverse zoning: mantle has higher Mg# than core.

Phenocrysts of orthopyroxenes have enstatitic composition $En_{47-82}Fs_{15-49}Wo_{0.3-9}$. Some of orthopyroxenes are rimmed by clinopyroxene. There is also an example of reverse zoning: green cores with Mg# = 0.53 and 0.64 rimmed by mantle with Mg# = 0.73. Orthopyroxene

xenocryst(?) has low Mg# = 0.53. Orthopyroxenes are also present as groundmass phases of pigeonite composition, reaction rim around olivine and as small inclusions (exsolutions?) with 30.76 wt.% MgO and 0.39 wt.% Cr₂O₃ in clinopyroxene.

Olivines were found mostly as small grains with Fo₆₁ and Fo₆₇ fresh or iddingsitized, with orthopyroxene reaction rim. There are the bigger phenocryst with Fo₈₀ with clinopyroxene and orthopyroxene, xenomorphic olivine (Fo₇₀) surrounded by clinopyroxenes and xenocryst with Fo₉₀ in its centre rimmed by the complex reaction rim. Olivines are also present in aggregates.

A material of various origin was found in studied minerals and there are the phenomena which reflect non-equilibrium conditions. Cr-augite clinopyroxene cores (one with the high-Mg and high-Cr orthopyroxene inclusions) and xenocryst of olivine with Fo₉₀ centre and with reaction rim composed of clinopyroxene, orthopyroxene, plagioclase and spinel may have been of an upper-mantle origin. Olivine phenocrysts, plagioclases with An > 80 (their cores can be sieve-textured), Mg-rich cores of clinopyroxenes with low Cr content, Mg-rich mantles and rims of clinopyroxenes and Mg-rich inner parts of orthopyroxenes originated in a basaltic magma. Differentiated magma products correspond to Fe-rich (often greenish) cores of pyroxenes, xenocrystic(?) orthopyroxene of almost ferrosilitic composition and weakly zoned clino- and orthopyroxene phenocrysts from the sample NV-TU-8.

There is only a little difference between chemical composition of plagioclase core with the sieve texture and a composition of mantle (rim), which directly overgrows the sieve-textured plagioclase. This suggests that sieve texture was produced by magmatic decompression.

The non-equilibrium phenomena as reversal zoning especially in clinopyroxenes, large compositional differences of adjacent zones in pyroxenes, orthopyroxene reaction rims around the olivine phenocrysts and orthopyroxenes rimmed by clinopyroxene are often interpreted as products of magma mixing.

More acidic mantles and rims of plagioclase phenocrysts, small plagioclase phenocrysts with An lower than ≈70 % and thin rims with Mg# much lower than pyroxenes from NV-TU-1, which they overgrow, originated in the basaltic andesite magma. Groundmass pyroxenes and plagioclases crystallized as the last ones.

The presence of upper mantle and crustal materials and various processes which are recorded in minerals of basaltic andesites from the locality Turček, suggest a multi-stage and very dynamic evolution of the magma melt, maybe in more magmatic reservoirs.