

Universitatea „Babeş-Bolyai” Cluj Napoca
Facultatea de Biologie și Geologie
Catedra de Mineralogie

**Andezitele cuarțifere din zona vulcanică
neogenă Oaş-Gutâi (România)**

Teză de doctorat
Rezumat

Coordonator științific

Prof. Univ. Dr. Corina Ionescu

Doctorand

Geol. Maria Jurje
(n. Gabor)

Cluj Napoca

2012

CUPRINS

Cuprinsul tezei de doctorat.....	3
Cuvinte cheie.....	4
Introducere	4
Cap. 1. Istoricul cercetărilor geologice în zona munților Oaș-Gutâi	5
Cap. 2. Evoluția geologică a zonei Carpato-Pannonice cu privire specială asupra vulcanismului neogen	6
Cap.3. Structura geologică a munților Oaș-Gutâi și evoluția vulcanismului neogen	8
Cap. 4. Materiale și metode analitice	11
Cap. 5. Mineralogia și petrologia andezitelor cuarțifere pannoniene	12
Cap. 6. Geochimia andezitelor cuarțifere pannoniene	28
Cap. 7. Considerații asupra petrogenezei andezitelor cuarțifere pannoniene	35
Concluzii	38
Bibliografie	39

CUPRINSUL TEZEI DE DOCTORAT

Introducere	4
Cap. 1. Istoricul cercetărilor geologice în zona munților Oaș-Gutâi	6
Cap. 2. Evoluția geologică a zonei Carpato-Pannonice cu privire specială asupra vulcanismului neogen	11
Cap.3. Structura geologică a munților Oaș-Gutâi și evoluția vulcanismului neogen	15
3.1. Structura fundamentului prevulcanic	16
3.2. Depozitele sedimentare neogene	17
3.3. Evoluția vulcanismului neogen din munții Oaș-Gutâi	18
Cap. 4. Materiale și metode analitice	30
Cap. 5. Mineralogia și petrologia andezitelor cuarțifere pannoniene	32
5.1. Feldspați plagioclazi	32
5.2. Piroxeni	47
5.3. Amfiboli	57
5.4. Cuarț	62
5.5. Minerale accesorii	64
5.6. Produse de alterare: minerale secundare	65
5.7. Masa fundamentală	68
Cap. 6. Geochimia andezitelor cuarțifere pannoniene	70
6.1. Geochimia elementelor majore	70
6.2. Geochimia elementelor minore	76
6.3. Geochimia pământurilor rare	82
6.4. Considerații geochimice comparative între andezitele cuarțifere din Mții Oaș-Gutâi și alte vulcanite pannoniene din Munții Gutâi	86
Cap. 7. Considerații asupra petrogenzei andezitelor cuarțifere pannoniene	89
Concluzii.....	101
Bibliografie	103

Anexe

Tabelul 1. Date microchimice reprezentative pentru feldspații plagioclazi	116
Tabelul 2. Date microchimice reprezentative pentru clinopiroxeni	126
Tabelul 3. Date microchimice reprezentative pentru ortopiroxeni	129
Tabelul 4. Date microchimice reprezentative pentru amfiboli	131
Tabelul 5. Date microchimice reprezentative pentru Ti-magnetit	132
Tabelul 6. Date microchimice reprezentative pentru ilmenit	134
Tabelul 7. Date microchimice reprezentative pentru mineralele secundare	135
Tabelul 8. Date microchimice reprezentative pentru masa fundamentală	136
Tabelul 9. Compoziția chimică a andezitelor cuarțifere (elemente majore; elemente minore și urmă)	137

CUVINTE CHEIE: andezite cuarțifere, Neogen, munții Oaș-Gutâi, cuarț magmatic, feldspați plagioclazi zonați oscilatoriu, chimismul mineralelor, vulcanite calco-alcaline, cristalizare fracționată, asimilare crustală, amestec de magme.

INTRODUCERE

Munții Oaș-Gutâi reprezintă una dintre zonele majore de interes pentru cercetarea geologică și minieră din România, prin complexitatea vulcanismului desfășurat în această zonă și a mineralizațiile asociate. Una dintre etapele importante în evoluția vulcanismului neogen din Munții Oaș-Gutâi este reprezentată de către produsele andezitelor cuarțifere. Aceste roci, caracterizate de prezența fenocristalelor de cuarț, care au fost denumite convențional andezitele cuarțifere, reprezintă subiectul de studiu al prezentei teze de doctorat.

Studiul s-a axat pe evidențierea particularităților de ordin compozițional, textural și chimic ale andezitelor cuarțifere, prin abordări petrografice și geochemice. Aceste particularități reprezintă rezultatul tuturor proceselor implicate în petrogeneză, plecând de la zona sursă de formare a magmelor parentale până la procesele desfășurate în camerele magmatice crustale. Pentru caracterizarea mineralogică a acestor andezite, studiile de microscopie optică în lumină polarizată au fost completate cu analize la microsonda electronică. Studiul geochemic s-a bazat pe analize de ICP-MS pentru elemente majore, minore și pământuri rare.

CAP. 1. ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE ÎN ZONA MUNȚILOR OAȘ - GUTÂI

Cercetarea sistematică a zonei vulcanice Oaș-Gutâi începe la mijlocul secolului al XX-lea. Primele lucrări publicate pun accent pe tipurile de structuri, tipurile de roci și transformările hidrotermale asociate, precum și pe mineralizațiile auro-argentifere și sulfuri complexe (Dimitrescu, 1954; Cioflică 1956; Rădulescu 1958; Giușcă 1960; Ianovici *et al.* 1961; Sagatovici 1968; Rădulescu și Borcoș 1969).

Evoluția de ansamblu a vulcanismului neogen din Munții Oaș-Gutâi a fost abordată în lucrările publicate.

după anul 1970. Borcoș *et al.* (1973) prezintă evoluția vulcanismului din Munții Gutâi pe cicluri și faze de erupție care s-au succedat din Badenian până în Pliocenul superior. Vârsta vulcanitelor a fost stabilită pe baza relațiilor cu formațiunile sedimentare date paleontologic. Edelstein *et al.* (1980, 1982) abandonează pentru prima dată împărțirea vulcanismului pe cicluri și faze. Pe baza relațiilor cu depozitele sedimentare date paleontologic și a relațiilor spațiale dintre diversele produse vulcanice, autorii stabilesc o succesiune a evoluției temporale a vulcanismului, din Badenian până în Pontian-Pliocen.

După anul 1980 au fost publicate o serie de lucrări în care abordarea rocilor magmatice din Munții Oaș-Gutâi a fost făcută prin prisma definirii lor în acord cu recomandările Comisiilor de Sistematică a rocilor magmatice a Uniunii Internaționale a Științelor Geologice (IUGS). Totodată, au fost aduse contribuții importante privind caracterizarea de detaliu, petrochimică, mineralogo-petrografică și structural-texturală a rocilor magmatice (Kovacs *et al.*, 1987, 1989, 1992; Edelstein *et al.*, 1987, 1992; Fülöp *et al.*, 1991)

Datele de ordin geocronologic obținute prin datările radiometrice (K-Ar și Ar-Ar) efectuate pe rocile magmatice și mineralizațiile hidrotermale au condus la reconsiderarea evoluției vulcanismului din zona Munților Oaș-Gutâi (Edelstein *et al.*, 1992a, 1993; Pécskay *et al.*, 1994, 1995a,b; Kovacs *et al.*, 1995, 1997a,b, 2010b; Fülöp, 2001; Lang *et al.*, 1994). Conform acestor date vulcanismul din zonă s-a desfășurat în Badenian-Pannonian (15,4 – 7,0 M.a.), iar depunerea mineralizațiilor a avut loc în Pannonian (11.5 – 7.9 M.a.).

Cele mai recente cercetări s-au axat pe descifrarea evoluției geotectonice a zonei vulcanice Oaș-Gutâ și a regiunii Carpato-Pannonice, precum și a proceselor petrogenetice (cristalizare fracționată, asimilare crustală, procese de mixing și mingling a magmelor)

implicate în geneza vulcanitelor din aceste zone (Kovacs, 2002; Kovacs et al., 2010; Pécskay et al., 2006, 2009; Seghedi et al., 2004, 2005, Tischler et al., 2007).

CAP 2. EVOLUȚIA GEOLOGICĂ A ZONEI CARPATO-PANNONICE CU PRIVIRE SPECIALĂ ASUPRA VULCANISMULUI NEOGEN

Arcul carpatic este situat în partea centrală și estică a Europei și se extinde pe o lungime de peste 1500 km între Alpii de Est și Balcani. Formarea lui și a bazinelor intracarpatică este legată de evoluția zonei Carpato-Pannonice în Cenozoic, direct influențată de convergența N-S dintre cele două plăci majore, placa eurasiatică și placa africană. Structura actuală a acestei regiuni este rezultatul deformărilor suferite de cele două blocuri continentale și a rifturilor dintre ele (Csontos, 1995; Peresson și Decker, 1997).

Conform modelele recente ale evoluției geotectonice a regiunii Carpato-Pannonice plăcile litosferice implicate în procesele convergente responsabile de subducția miocenă sunt Placa Est Europeană în est, respectiv microplăcile Alcapa și Tisza-Dacia (Csontos et al., 1992, Csontos, 1995) sau Tisia-Getia (Seghedi et al., 1998). Tisia (Kovács, 1982) în vest (Fig. 2.1). Ultima placă este numită și „Tisza-Dacia” (Csontos et al., 1992, Csontos, 1995), respectiv „Tisia-Getia” (Seghedi et al., 1998). Microplăcile Alcapa și Tisia sunt separate de „Linia mediană ungară” – o falie majoră, cu caracter transcrustal (Csontos și Nagymarosy, 1998). Concomitent cu deplasarea spre est și nord-est, cele două blocuri, Alcapa și Tisia, au suferit mișcări de rotație și translație (Marton et al., 1992; Pătrașcu et al., 1994; Panaiotu et al., 1996).

Magmatismul calco-alkalin din aria Carpato-Pannonică este localizat în cea mai mare parte de-a lungul marginii de nord-est a plăcilor Alcapa și Tisia. Lanțul vulcanic, situat la interiorul arcului carpatic, are vârsta neogen-cuaternară și este rezultatul proceselor tectonice complexe de subducție, coliziune, postcoliziune și extensie (Szabó et al., 1992; Csontos, 1995; Lexa and Konečný, 1998; Mason et al., 1998; Nemčok et al., 1998; Seghedi et al., 1998; Seghedi et al., 1998, 2004, 2005; Pécskay et al., 2004, 2006, 2009; Tischler et al., 2007).

Conform noului model evolutiv elaborat de Kovacs (2002), lanțul vulcanic Oaș-Gutâi a fost generat de procese magmatice derulate în microplaca Alcapa (parțial și în Tisia)

datorită subducției plăcii est europene sub acestea. Debutul vulcanismului de tip arc în aria Munților Oaș-Gutâi (acum 13,4 - 13,2 M.a.) a avut loc la cca. 6-7 M.a. de la începutul subducției miocene (acum cca. 20 - 22 M.a.), respectiv în Miocen timpuri.

Vulcanismul din Munții Oaș-Gutâi are caracter calco-alcalin, tipic zonelor de subducție și a fost activ pe tot parcursul scufundării și consumării litosferei oceanice. Paroximul a fost înregistrat cu puțin înaintea coliziunii plăcilor continentale (considerată ca având loc acum cca. 10 - 9 M.a.). Arcul vulcanic generat în marginea microplăcile Alcapa și Tisia este de tip margine continentală. Studiul geochemic și izotopic al rocilor vulcanice din Munții Gutâi (Kovacs, 2002) a evidențiat similitudinea atât cu alte segmente din arcul vulcanic al Carpatilor – în primul rând cu Munții Călimani-Gurghiu-Harghita, cât și cu alte arcuri din zone de subducție recente și actuale

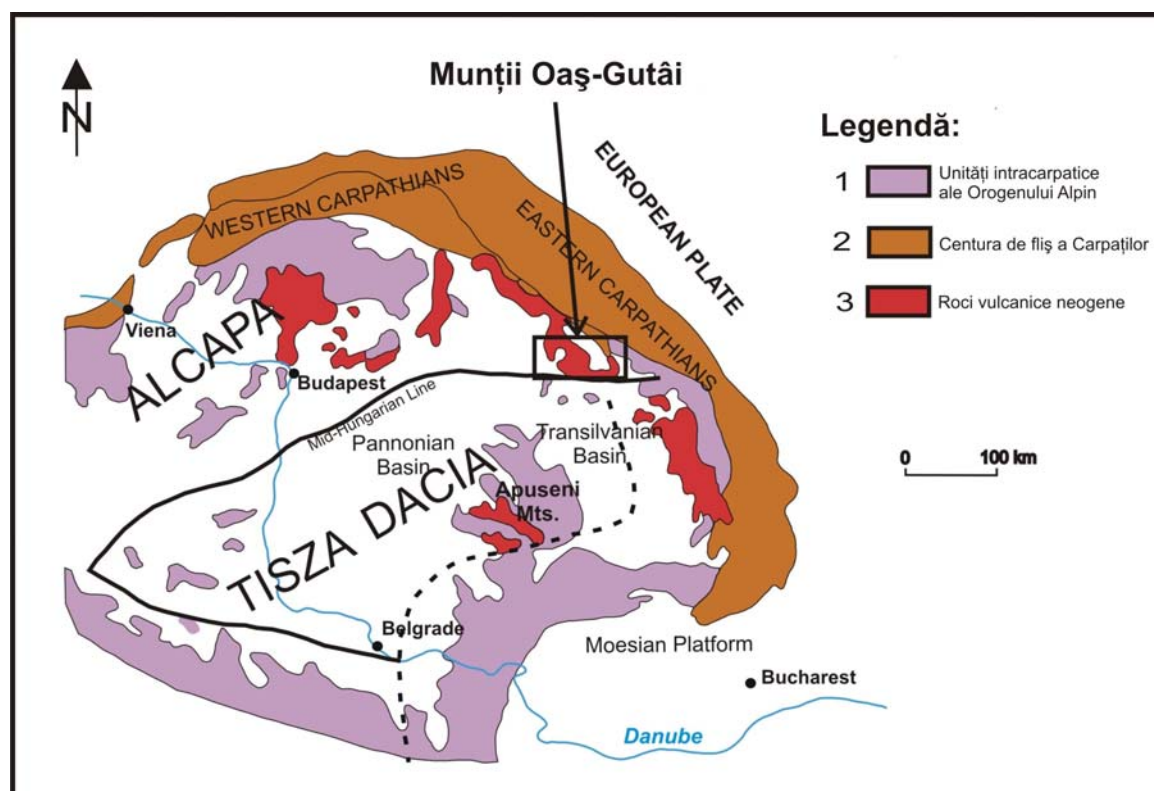


Fig. 2.1. Schița geotectonică a Regiunii Carpato-Pannonice (după Săndulescu, 1988 și Csontos *et al.*, 1992) cu localizarea Munților Oaș-Gutâi (din Kovacs, 2002).

CAP. 3. DATE GENERALE PRIVIND STRUCTURA GEOLOGICĂ A MUNȚILOR OAȘ - GUTÂI ȘI EVOLUȚIA VULCANISMULUI NEOGEN

Munții Oaș-Gutâi reprezintă segmentul de nord-vest al Carpaților Orientali de pe teritoriul României și fac parte din lanțul vulcanic Neogen-Cuaternar ce se întinde din Carpații de Vest (în Slovacia) și până la curbura Carpaților (în România). În structura de ansamblu a munților vulcanici Oaș-Gutâi se definesc trei mari unități geologice: fundamentul prevulcanic, cuvertura de sedimente neogene și rocile magmatice neogene.

3.1. Structura fundamentului prevulcanic

Fundamentul prevulcanic este constituit din formațiuni metamorfice precambriene/paleozoice, care alcătuiesc unitățile majore ale Dacidelor interne și mediane și din depozite sedimentare de fliș, dispuse în pânze de șariaj, care formează unitățile Pienidelor (Săndulescu, 1984, 1993).Elementele structurale ce și-au pus amprenta pe structura de ansamblu a fundamentului prevulcanic sunt reprezentate prin sistemul de falii Bogdan Vodă - Dragoș Vodă (Săndulescu, 1984), falia Gutâi și o serie de alte fracturi de ordin secundar cu orientare E-V, NV-SE și NE-SV

3.2. Depozitele sedimentare neogene

În timpul Neogenului activitatea vulcanică s-a desfășurat sincron cu procesele de sedimentare, între depozitele vulcanice și cele sedimentare existând, frecvent, relații directe. Sedimentarea a început în Miocenul mediu (Badenianul inferior) și a continuat, cu întreruperi locale sau regionale, până la sfârșitul Pannonianului. Cuvertura sedimentară neogenă este reprezentată de depozite badeniene, sarmațiene și pannoniene. Din punct de vedere litologic sunt constituite din argile, marne, gresii cu intercalații microconglomeratice și calcare.

3.3. Evoluția vulcanismului neogen din Munții Oaș-Gutâi

Rocile magmatice neogene formează cele mai semnificative depozite din zona Munților Oaș-Gutâi, sunt tipice seriilor calco-alcaline, incluzând pe lângă andezite și andezite bazaltice care sunt net predominante, dacite, riolite și bazalte. Activitatea vulcanică din munții Oaș-Gutâi s-a desfășurat în perioada Badenian-Pannonian. Au fost

puse în evidență două tipuri de vulcanism, un vulcanism acid, de tip extensional (extensional/"back-arc" volcanism) și un vulcanism intermediar de tip arc vulcanic (arc-type volcanism) (Kovacs & Fülöp, 2003).

În Munții Oaș vulcanismul s-a derulat în Badenian superior-Pannonian, cu suprapunerea în timp și spațiu a diverselor produse vulcanice. Vulcanismul acid, îngropat, de origine explozivă s-a dezvoltat în partea centrală a Munților Oaș, în Badenian superior-Sarmațian inferior (Fülöp & Crihan, 2002). Vulcanismul intermediar, de origine extruzivă și intruzivă reprezintă faza principală a activității vulcanice, fiind dezvoltat în întreaga arie a Munților Oaș, în Sarmațian-Pannonian, între 12,9-9,5 Ma (Kovacs *et al.*, 1997a). Este reprezentat prin riolite, dacite, andezite cuarțifere și andezite piroxenice (Fig. 3.1) sub forma de curgeri de lave și domuri extruzive (Kovacs & Fülöp, 2002).

În Munții Gutâi activitatea vulcanică a fost deosebit de complexă (Fig. 3.1) și s-a desfășurat în perioada Badenian-Pannonian (15.4-6,9 Ma). Debutul vulcanismului calco-alcalin a avut caracter acid, iar faza cu cea mai mare extindere în timp și spațiu, caracter intermediar. Vulcanismul acid debutează în Badenian (15.4 Ma – Fülöp, 2002) și este reprezentat prin ignimbrite și depozite vulcanoclastice asociate acestora (Fülöp & Crihan, 1995; Fülöp, 2003). Vulcanismul intermediar s-a derulat în Sarmațian-Pannonian, respectiv, între 13,4-6,9 Ma (Edelstein *et al.*, 1992 a, 1993; Pécskay *et al.*, 1994, 1995). Vulcanitele sarmațiene (13,4 - 12,1 Ma - Edelstein *et al.*, 1992 a; Pécskay *et al.*, 1994) sunt reprezentate predominant prin andezite bazaltice și andezite piroxenice, precum și prin dacite piroxenice, extinse în partea de sud-vest și sud-est a munților Gutâi (Fig.3.1). Paroxismul vulcanismului a avut loc în Pannonian (11,6-9.0 Ma - Edelstein *et al.*, 1992 a; Pécskay *et al.*, 1994; Pécskay *et al.*, 1995), când au fost puse în loc majoritatea vulcanitelor din Munții Gutâi. Succesiunea vulcanitelor pannoniene este următoare: curgeri de lave de andezite piroxenice, dacite și riolite sub forma unor domuri (Fülöp & Kovacs, 1996), andezite cuarțifere în special sub formă de curgeri de lave, andezite cu piroxeni și amfiboli care se prezintă sub formă de curgeri de lave asociate cu vulcanoclastite (predominant hialoclastite), andezite bazaltice și andezite piroxenice sub formă de curgeri de lave, andezite cu piroxeni, hornblendă, biotit, cuarț și dacite cu cuarț, biotit, hornblendă, piroxeni reprezentate prin domuri extruzive. Momentul final al evoluției vulcanismului din Munții Gutâi este reprezentat prin câteva corpuri intruzive de dimensiuni reduse constituite din bazalte cu piroxeni (8,1 - 6,9 Ma - Edelstein *et al.*, 1993).

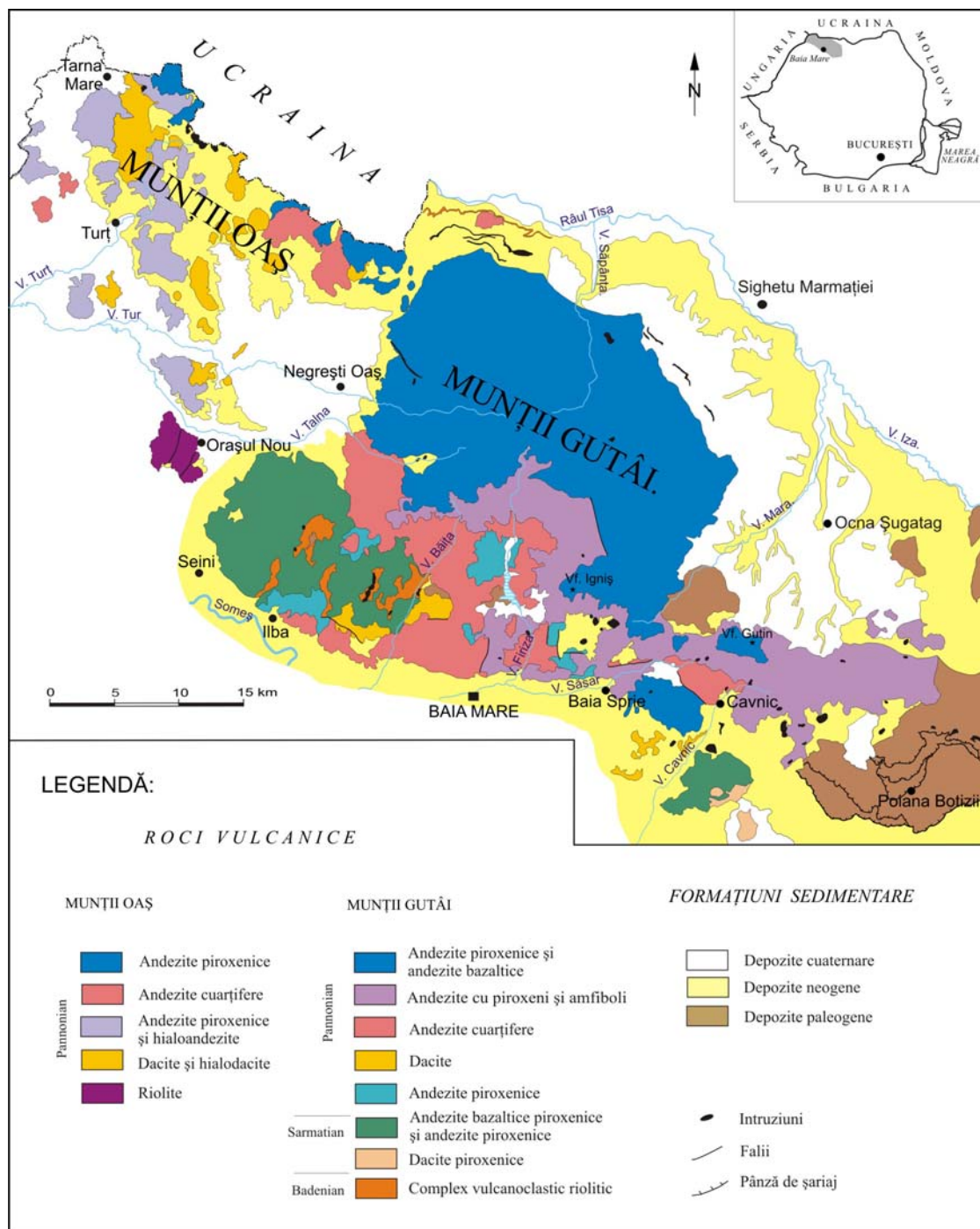


Fig. 3.1. Harta geologică simplificată a Munților Oaş-Gutâi (după Gabor *et al.*, 1999¹ și Edelstein *et al.*, 1980²).

¹ Gabor, M., Kovacs, M., Edelstein, O., Iștvan, D., Bernad, A., 1999. Harta geologică a Munților Oaş-Gutâi-Țibleș, sc. 1:25000. Arhiva IPEG Maramures, Baia Mare (*nepublicată*).

² Edelstein, O., Iștvan, D., Cojocă, C., Weisz, G., Bernad, A., Stan, D., Kovacs, M., 1980. Harta geologică a Munților Oaş-Gutâi-Țibleș, sc. 1:25000. Arhiva IPEG Maramures, Baia Mare (*nepublicată*).

Vulcanismului neogen din Munții Oaș-Gutâi îi sunt asociate importante mineralizații hidrotermale de tip epitermal, predominant polimetalice dar și auro-argentifere. Activitatea metalogenetică din Munții Oaș-Gutâi s-a desfășurat în intervalul 11,6-7,9 Ma (Lang *et al.*, 1994; Kovacs *et al.*, 1997b)

CAP. 4. MATERIALE ȘI METODE ANALITICE

Studiul microscopic în lumină polarizată a fost realizat pe baza a 95 de secțiuni subțiri (65 din Munții Gutâi și 30 din Munții Oaș) cu un microscop Jenapol.

Pentru determinarea chimismului mineralelor componente ale andezitelor cuarțifere au fost analizate un număr de 11 probe la microsonda electronică la Universitatea Salzburg (Austria). Au fost realizate un număr de 1827 de analize punctuale după cum urmează: 786 pe feldspați plagioclazi, 212 pe ortopiroxeni, 308 pe clinopiroxeni, 55 pe amfiboli, 91 pe minerale accesorii (Ti-magnetit și ilmenit), 113 pe masa fundamentală și 262 pe minerale secundare.

Analizele geochimice de elemente majore, minore și pământuri rare au fost efectuate pe 26 de probe, prin metoda ICP-MS, la Acme Analytical Laboratories Ltd. Vancouver (Canada).

CAP. 5. MINERALOGIA ȘI PETROLOGIA ANDEZITELOR CUARȚIFERE PANNONIENE DIN MUNȚII OAȘ-GUTÂI

Andezitele cuarțifere sunt roci cu structură porfiritică, fiind constituite din fenocristale de feldspați plagioclazi (18-30 %), piroxeni (2-14 %), amfiboli (3-10 %) și cuarț (1,0-6,5 %) într-o masă fundamentală hialopilitică, intersertală sau holocristalină.

5.1. Feldspații plagioclazi

Feldspații plagioclazi reprezintă constituenții principali ai andezitelor cuarțifere, fiind prezenți atât sub formă de fenocristale cât și sub formă de microlite în masa fundamentală. Prezintă în general contur euhedral și subordonat subhedral sau anhedral. Dimensiunile sunt foarte variate fiind cuprinse între 1 și 8 mm. Feldspații plagioclazi sunt concreșcuți, maclați (Fig. 5.1a) și intens zonați oscilatoriu, frecvent prezintă zone de tip „sieve textured” situate în partea centrală sau sub forma unor benzi concentrice situate spre zona marginală (Fig. 5.2b).

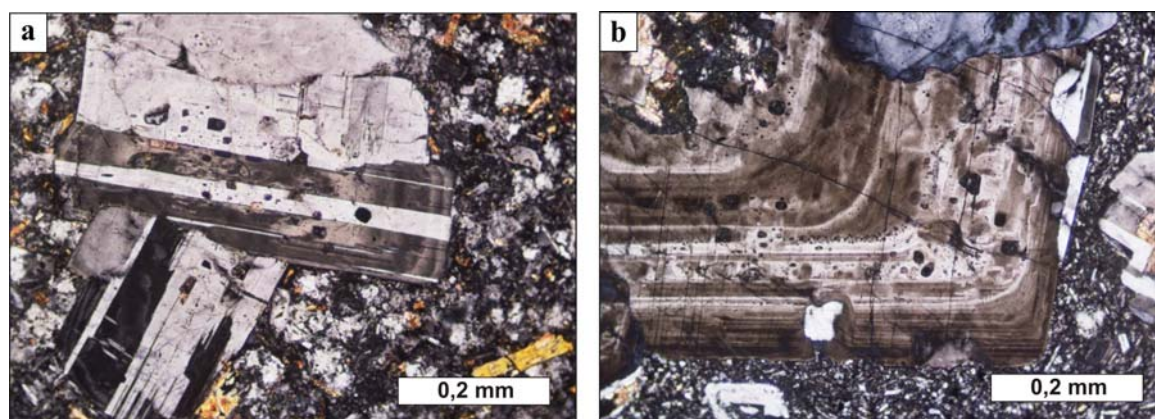


Fig. 5.1. Microfotografii ale fenocristalelor de feldspați plagioclazi din andezitele cuarțifere. a) Aglomerari de fenocristale maclate polisintetic (Proba 7572-M); b) Fenocristal de plagioclaz zonat oscilatoriu, cu zone „sieve textured” și incluziuni de sticlă vulcanică (Proba 7554-M). P+.

Pe ansamblu conținutul în anortit al plagioclazilor variază într-un interval foarte larg, cuprins între 26,1 și 92,9%, corespunzător termenilor andezin-labradorit-bytownit și subordonat oligoclaz și anortit, conform diagramei de clasificare Ab-An-Or (Fig. 5.2).

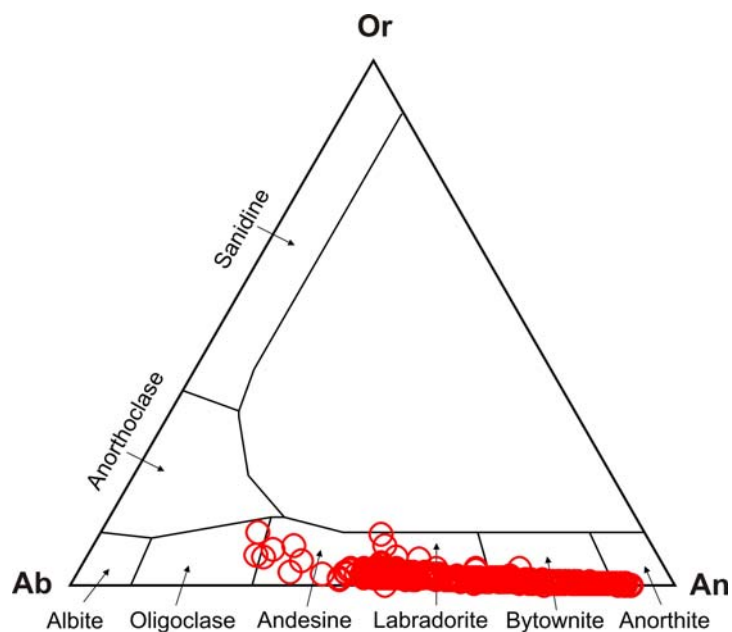


Fig. 5.2. Distribuția compoziției feldspaților plagioclazi din andezitele cuarțifere în diagrama de clasificare Ab-An-Or.

Majoritatea fenocristalelor de plagioclazi prezintă zonări cu caracter oscilatoriu, normale dar și inverse. În general, feldspații plagioclazi din andezitele cuarțifere, prezintă zonări normale tipice, cu scăderea conținutului de An dinspre zona centrală a cristalului spre marginea acestuia (Fig. 5.3a,b). În zona centrală (nucleu) conținutul de An are valori cuprinse 72-90%, iar în zona marginală de 45%-50% (tabelul 1, proba 7567-M, punctele de analiză 15-21).

În cazul zonărilor inverse ale plagioclazilor (Fig. 5.3c,d) se constată creșterea conținutului de An dinspre nucleul fenocristalelor spre marginea acestora. Conținutul de An în nucleele acide, în general de dimensiuni mari, are valori în jur de 50%, iar în zonele marginale mult mai bazice ajunge la valori de 75-85% (tabelul 1, proba 7566-M, punctele de analiză 3-9).

În majoritatea feldspaților plagioclazi zonați oscilatoriu se constată numeroase recurențe (Fig. 5.3e,f), diferența dintre conținuturile de An a diversele zone dintr-un fenocristal variază între 10 și 40% (tabelul 1, proba 7572, punctele de analiză 1-8).

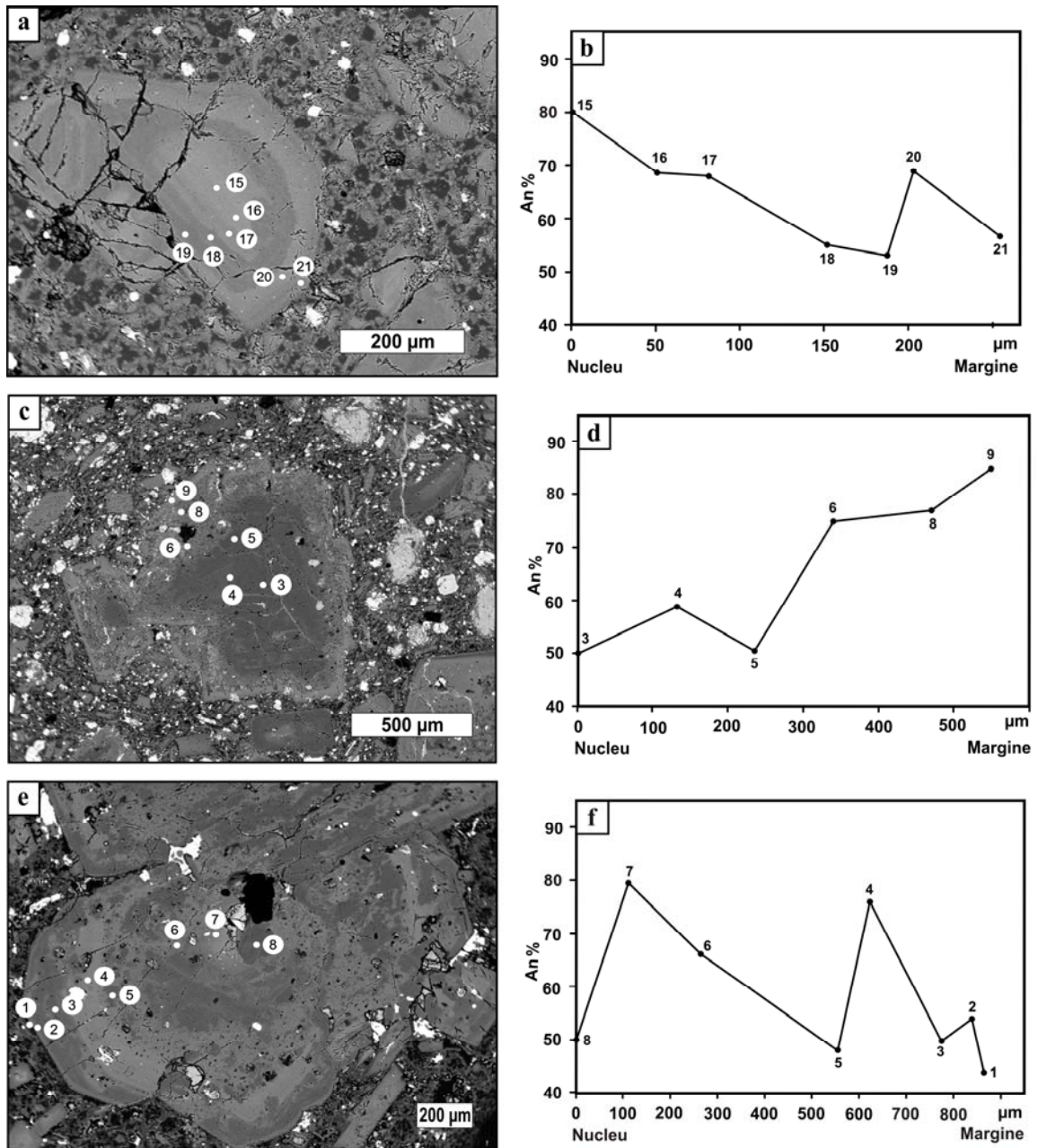


Fig. 5.3. Imagini de electroni retroîmprăștiati pentru feldspați plagioclazi zonați din andezitele cuarțifere. a) Fenocristal zonat normal cu o recurvență în zona marginală. Proba 7567-M, punctele de microanaliză 15-21; b) Variația conținutului de An în plagioclazul din imaginea a; c) Fenocristal zonat invers cu margini corodate. Proba 7566-M, punctele de microanaliză 3-9; d) Variația conținutului de An a fenocristalului din imaginea c; e) Feldspat zonat cu nucleu acid și zone de recurvență. Proba 7572-M, punctele de microanaliză 1-8; f) Variația conținutului de An a fenocristalului din imaginea e.

Tabelul 1. Date microchimice reprezentative (selecție) pentru feldspații plagioclazi (analize la microsonda electronică) din andezitele cuarțifere din Munții Oas-Gutâi. Formulele structurale sunt calculate pe baza de 8O, cf, Deer *et al*, (1992). Fe_{TOTAL} ca Fe²⁺.

Proba	7566-M						7567-M						
	3	4	5	6	8	9	15	16	17	18	19	20	21
Punct de analiză													
SiO ₂	56,09	53,98	56,31	49,81	48,79	47,39	49,15	52,33	52,44	55,37	56,13	52,07	54,95
TiO ₂	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,05	0,03
Al ₂ O ₃	27,40	28,98	27,45	31,33	31,75	33,00	31,97	30,03	29,64	27,69	27,23	29,35	27,77
FeO	0,23	0,26	0,24	0,51	0,58	0,85	0,19	0,24	0,29	0,25	0,20	0,60	0,49
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,01	0,01	0,04	0,06	0,00	0,03	0,00	0,03	0,02	0,01	0,07	0,02
CaO	10,46	12,08	10,41	15,07	15,68	17,24	16,28	14,03	13,85	11,39	10,86	13,96	11,58
Na ₂ O	5,46	4,50	5,37	2,73	2,51	1,65	2,21	3,45	3,54	4,96	5,16	3,41	4,74
K ₂ O	0,36	0,27	0,41	0,14	0,14	0,05	0,08	0,14	0,16	0,25	0,28	0,14	0,25
Total	100,00	100,10	100,22	99,69	99,57	100,31	99,95	100,25	99,98	99,94	99,94	99,70	99,86
Si	2,53	2,44	2,53	2,29	2,25	2,18	2,25	2,37	2,38	2,50	2,53	2,38	2,49
Al	1,45	1,54	1,45	1,69	1,72	1,79	1,72	1,60	1,59	1,47	1,45	1,58	1,48
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,51	0,59	0,50	0,74	0,77	0,85	0,80	0,68	0,68	0,55	0,53	0,68	0,56
Na	0,48	0,39	0,47	0,24	0,22	0,15	0,20	0,30	0,31	0,44	0,45	0,30	0,42
K	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Total cationi	4,99	4,99	4,99	4,99	5,01	5,00	4,98	4,98	4,98	4,98	4,98	4,98	4,98
Anortit	50,3	58,8	50,6	74,8	76,9	85,0	80,0	68,6	67,8	55,1	52,9	68,8	56,7
Albit	47,6	39,6	47,1	24,4	22,3	14,7	19,6	30,6	31,3	43,5	45,5	30,4	41,9
Ortoclaz	2,1	1,6	2,3	0,8	0,8	0,3	0,4	0,8	0,9	1,4	1,6	0,8	1,4

Tabelul 1. Continuare.

Proba	7572-M							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Punct de analiză								
SiO ₂	57,89	55,57	56,34	49,32	56,50	51,72	47,43	54,60
TiO ₂	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	26,81	28,54	27,82	32,39	27,74	30,35	32,76	28,07
FeO	0,38	0,24	0,23	0,33	0,20	0,23	0,30	0,20
MnO	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
MgO	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
CaO	9,09	10,84	10,19	15,36	9,93	13,30	16,13	10,44
Na ₂ O	6,25	5,02	5,46	2,59	5,65	3,64	2,22	5,48
K ₂ O	0,22	0,25	0,29	0,08	0,30	0,16	0,08	0,27
Total	100,67	100,53	100,38	100,10	100,32	99,48	98,97	99,12
Si	2,58	2,49	2,53	2,25	2,53	2,36	2,20	2,49
Al	1,41	1,51	1,47	1,74	1,46	1,63	1,79	1,51
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,43	0,52	0,49	0,75	0,48	0,65	0,80	0,51
Na	0,54	0,44	0,48	0,23	0,49	0,32	0,20	0,48
K	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02
Total cationi	4,99	4,98	4,98	4,99	4,99	4,99	5,01	5,01
Anortit	44,0	53,7	49,8	76,3	48,4	66,3	79,6	50,4
Albit	54,7	44,9	48,4	23,3	49,8	32,8	19,9	48,0
Ortoclaz	1,3	1,4	1,7	0,4	1,7	0,9	0,5	1,6

5.2. Piroxenii

Piroxenii sunt reprezentați prin ortopiroxeni și clinopiroxeni, raportul dintre ei fiind variabil. Se prezintă sub formă de cristale euhedrale și subhedrale, predominant prismatice, cu dimensiuni reduse (1-4 mm), uneori maclate polisintetic (Fig. 5.4a) și frecvent grupați (Fig. 5.4b). Clinopiroxenii sunt în general proaspeți, în timp ce ortopiroxenii se găsesc foarte rar în stare proaspătă, fiind substituiți parțial sau total de minerale secundare (carbonați, clorite, minerale opace).

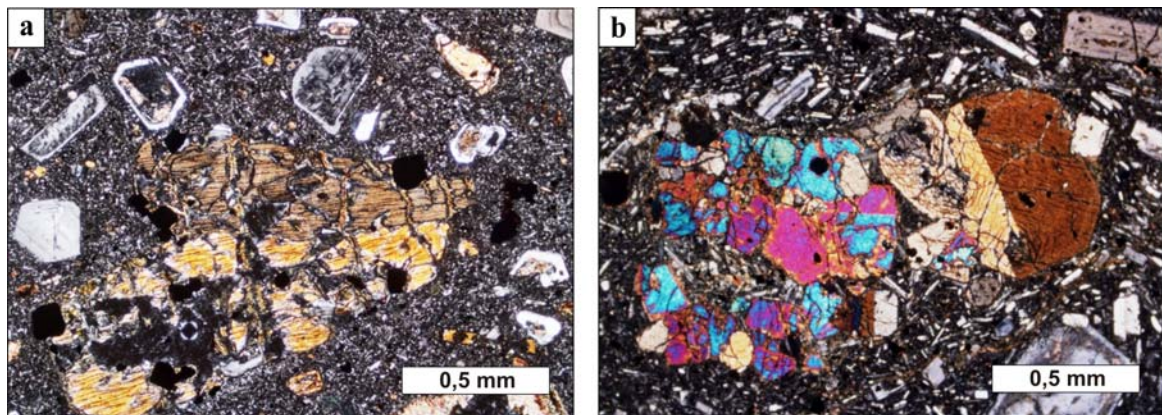


Fig. 5.4. Microfotografiile ale fenocristalelor de piroxeni din andezite cuarțifere. a) Fenocristale maclate de ortopiroxeni; Proba 7554-M; b) Glomeroporfire constituite din fenocristale de clino- și ortopiroxeni (Proba 7627-M). P+.

Clinopiroxenii sunt reprezentați în cea mai mare parte prin augit și subordonat prin diopsid, iar ortopiroxenii prin enstatit și cu totul subordonat prin ferosilit, conform diagramei de clasificare a piroxenilor (Morimoto, 1989) (Fig. 5.5). Augitul are următoarea compoziție: wolastonit (Wo): 30,3-44,9%, enstatit (En): 35,8-51,4%, ferosilit (Fs): 8,1-24,5 %. Diopsidul conține wolastonit: 45,1-50,5%, enstatit: 33,8-45,7% și ferosilit: 8,5-17,1%. Numărul magnezian ($Mg\# = Mg/Mg+Fe$) al clinopiroxenilor variază între 65,6 și 87,0. Compoziția ortopiroxenilor este următoarea: wolastonit: 1,3-8,4%, enstatit: 39,5-71,4% și ferosilit: 21,6-58,6%. $Mg\#$ este cuprins între 44,0 și 79,0.

Majoritatea fenocristalelor de clinopiroxeni sunt zonate. O parte prezintă zonări normale, caz în care se constată o îmbogățire în Mg a părții centrale a cristalelor și scăderea acestuia spre marginea cristalelor, unde are loc o îmbogățire în Fe (Fig. 5.6a). Conținutul de En în zona centrală are valori ridicate, de 43 și 45% și scade în zona marginală până în jurul valorii de 41,0%, în timp ce conținutul de Fs crește de la valori de 9,3-10,3% în nucleu, până la valori de 16,6% în zona marginală a cristalului. Numărul magnezian ($Mg\#$) scade în aceste fenocristale de clinopiroxeni de la 82-84 în zona

centrală, la 74 în zona marginală. Această descreștere nu este însă continuă, în majoritatea cazurilor se constată zone de recurență, fapt ilustrat și de Mg# care în zona intermediară a fenocristalului variază într-un interval mai larg, cuprins între 75 și 84. (tabelul 2, proba 7566-M, punctele de microanaliză 1-7). În alte cazuri se constată o zonare inversă a clinopiroxenilor (Fig. 5.6b), în care conținutul de Mg crește spre marginea fenocristalelor, în timp ce conținutul de Fe crește spre nucleul acestora. Conținutul de En în nucleu are valori cuprinse între 34,3 și 36,7%, iar în zona marginală crește până la valori 45,2%. Conținutul de Fs scade de la valori ridicate în nucleu, respectiv 14,7-17,1%, până la 10,8-12,3 %, în zona marginală. De remarcat și în acest caz prezența unor recurențe semnificative ilustrate prin creșteri și descreșteri succesive ale conținutului de Mg și Fe. Valorile numărului magnezian confirmă această tendință, în zona centrală acesta este cuprins între 69 și 73, în zona marginală ajunge la 80, în timp ce în zona intermediară Mg# variază în limite mult mai largi, respectiv între 71 și 80 (tabelul 2, proba 7568-M, punctele de microanaliză 1-8).

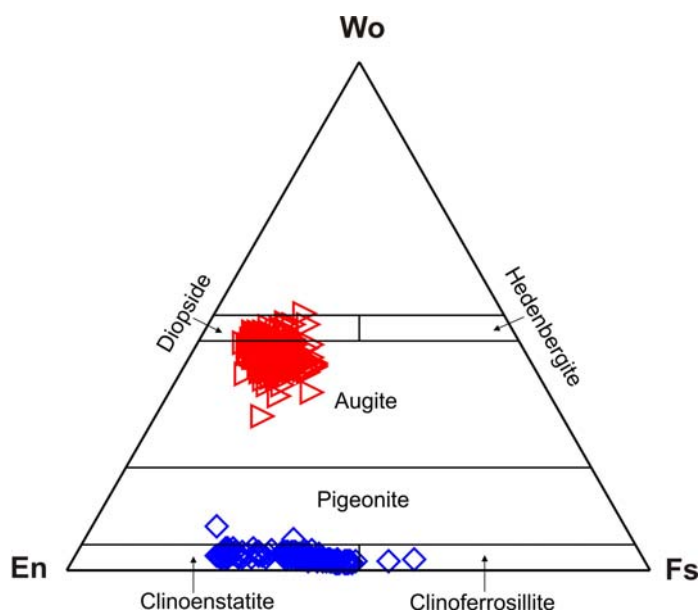


Fig. 5.5. Distribuția compoziției ortopiroxenilor și clinopiroxenilor din andezitele cuarțifere în diagrama de clasificare Wo-En-Fs (Morimoto, 1989). Legendă: romb albastru – ortopiroxeni; triunghi roșu – clinopiroxeni.

Ortopiroxenii se prezintă sub formă de cristale omogene sau zonate. În cazul cristalelor zonate normal (Fig. 5.6c) se constată o îmbogățire în Mg în partea centrală și o sărăcire spre zona marginală. Fe variază invers, cu conținuturi mai scăzute în centrul cristalelor și mai ridicate spre margine. Astfel, conținutul în En în zona centrală are valori de 69,5% și scade până la valori de 55,2%, în zona marginală, în timp ce conținutul de Fs

crește de la 27,7% la 42,7%. Numărul magnezian are valori ridicate (74,1) în zona centrală și valori mult mai scăzute (59,8) în zona marginală (tabelul 3, proba 7568-M, punctele de microanaliză 19-22). În cristalele zonate invers (Fig. 5.6d) se observă o creștere a conținutului de Mg dinspre zona centrală spre marginea cristalelor și o îmbogățire a Fe în zona centrală a acestora, iar numărul magnezian crește din zona centrală spre zona marginală. Conținutul în En în zona centrală este de 52,4% și crește până la 60% în zona marginală, iar conținutul de Fs scade de la valori de 45,9% până la valori de 37,3%. Numărul magnezian crește de la valoarea de 57 în zona centrală la valoarea de 65 în zona marginală (tabelul 3, proba 7571-M, punctele de microanaliză 13-18). De menționat că în acest caz apar zone de recurență cu creșteri și descreșteri succesive ale En și Fs în cadrul aceluiaș cristal. Există însă și fenocristale omogene, nezonate în care conținuturile de Mg și Fe prezintă variații nesemnificative.

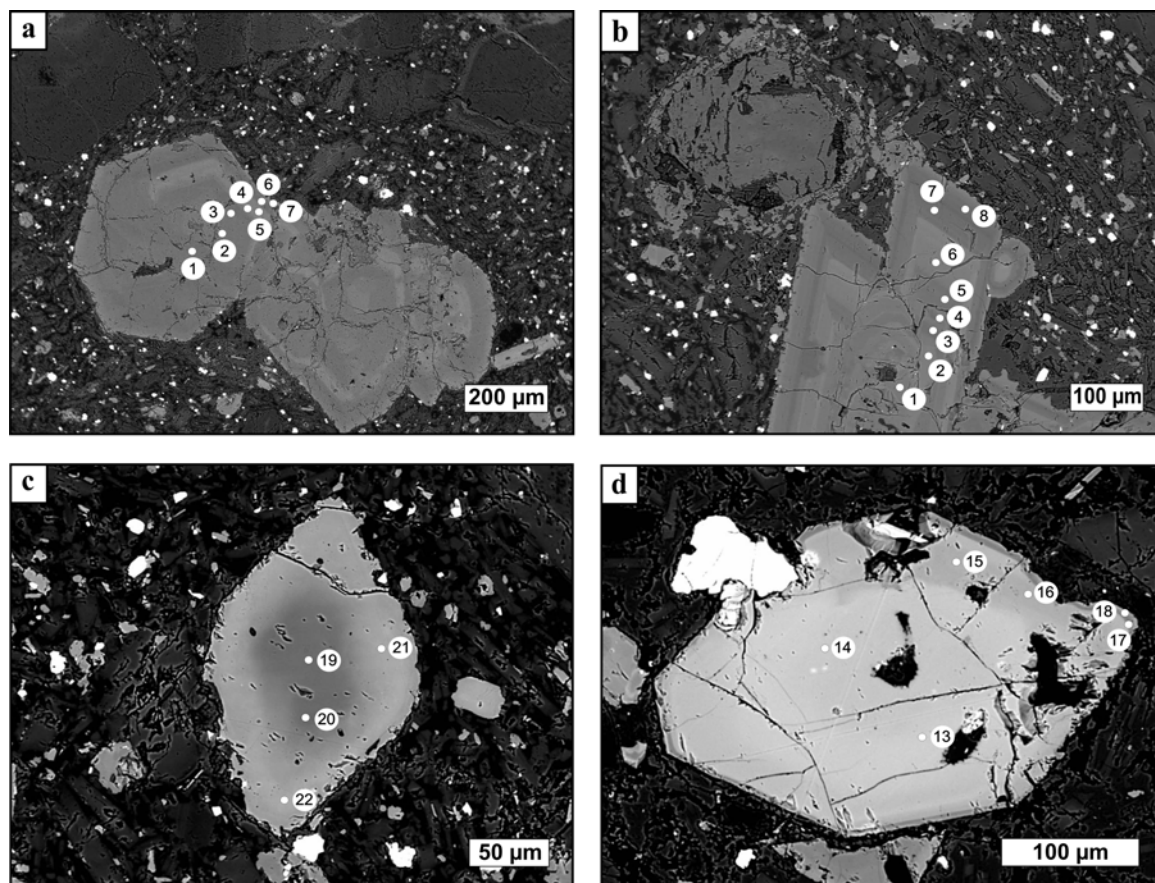


Fig. 5.6. Imagini de electroni retroîmprăștiați ale piroxenilor. a) Fenocristale de clinopiroxeni zonate normal (Proba 7566-M, punctele de microanaliză 1-7); b) Fenocristal subhedral de clinopiroxeni cu zonare inversă, cu nucleu bogat în Fe (Proba 7568-M, punctele de microanaliză 1-8); c) Fenocristal de ortopiroxeni zonat normal, cu marginile resorbite (Proba 7568-M, punctele de microanaliză 19-22); d) Cristal de ortopiroxeni cu zonare inversă și zone de recurență (Proba 7571-M, punctele de microanaliză 13-18).

Tabelul 2. Date microchimice reprezentative (selecție) pentru clinopiroxenii (analize de microsondă electronică) din andezitele cuarțifere. Formulele structurale sunt calculate pe baza de 6O, cf. Cawthorn și Collerson (1974). Fe_{TOTAL} ca Fe²⁺.

Proba Punct analiză	7566-M							7568-M							
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,45	50,52	52,63	53,12	53,53	52,84	53,73	48,82	47,78	52,16	50,69	51,25	50,50	52,25	52,70
TiO ₂	0,57	0,77	0,46	0,51	0,26	0,40	0,32	0,93	1,02	0,54	0,64	0,61	0,56	0,50	0,51
Al ₂ O ₃	4,78	5,54	3,63	2,32	1,53	3,01	0,97	5,96	6,97	3,10	4,04	3,75	3,93	3,34	3,04
FeO	5,78	6,24	5,70	10,01	9,82	5,92	10,09	8,64	9,93	6,84	7,92	7,72	9,30	6,67	7,52
MnO	0,08	0,10	0,13	0,33	0,45	0,15	0,32	0,21	0,16	0,13	0,13	0,09	0,15	0,08	0,20
MgO	15,24	14,71	15,76	15,24	15,03	16,41	14,82	12,39	11,33	14,50	12,79	13,53	11,51	14,34	15,82
CaO	22,34	22,37	22,21	19,57	20,39	21,78	20,10	22,71	22,26	22,49	22,97	22,81	23,94	23,21	20,61
Na ₂ O	0,15	0,15	0,12	0,16	0,23	0,14	0,33	0,20	0,28	0,20	0,16	0,18	0,18	0,16	0,14
Cr ₂ O ₃	0,36	0,33	0,23	0,00	0,00	0,21	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,05	0,07
Total	100,74	100,73	100,87	101,26	101,26	100,87	100,71	99,87	99,72	100,01	99,38	99,99	100,08	100,60	100,61
Si	1,87	1,85	1,92	1,95	1,97	1,92	1,99	1,82	1,80	1,93	1,90	1,90	1,90	1,92	1,93
Al ^{IV}	0,13	0,15	0,08	0,05	0,03	0,08	0,01	0,18	0,21	0,07	0,10	0,10	0,11	0,08	0,07
Al ^{VI}	0,08	0,09	0,07	0,05	0,03	0,05	0,03	0,09	0,10	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07	0,06
Ti	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Fe ²⁺	0,18	0,19	0,17	0,31	0,30	0,18	0,31	0,27	0,31	0,21	0,25	0,24	0,29	0,21	0,23
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Mg	0,83	0,80	0,86	0,83	0,82	0,89	0,82	0,69	0,63	0,80	0,72	0,75	0,64	0,79	0,87
Ca	0,87	0,88	0,87	0,77	0,80	0,85	0,80	0,91	0,90	0,89	0,92	0,91	0,96	0,91	0,81
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total cationi	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Mg#	83,9	82,4	84,6	75,1	75,2	84,6	74,4	74,0	69,3	80,8	76,2	77,6	71,0	81,0	80,6
Wo	46,3	46,8	45,6	40,1	41,3	44,1	41,2	48,5	48,5	46,8	48,8	47,8	50,6	47,9	42,4
En	44,3	42,8	45,0	43,4	42,4	46,3	42,2	36,8	34,3	41,9	37,8	39,4	33,8	41,2	45,3
Fs	9,5	10,4	9,3	16,5	16,3	9,6	16,6	14,7	17,2	11,3	13,4	12,8	15,6	10,9	12,4

Tabelul 3. Date microchimice reprezentative (selecție) pentru ortopiroxenii (analize de microsondă electronică) din andezitele cuarțifere. Formulele structurale sunt calculate pe baza de 6O, cf. Cawthorn și Collerson (1974). Fe_{TOTAL} ca Fe²⁺.

Proba Punct de analiză	7568-M				7571-M							
	19	20	21	22	13	14	15	16	17	18		
SiO ₂	53,34	53,35	52,95	53,07	53,38	53,19	53,76	53,11	51,25	52,75		
TiO ₂	0,25	0,25	0,10	0,11	0,13	0,07	0,15	0,15	0,16	0,14		
Al ₂ O ₃	2,77	2,65	0,50	0,51	0,51	0,47	0,59	0,74	1,09	0,71		
FeO	17,14	16,99	25,33	25,08	26,91	26,29	23,28	23,99	23,47	22,93		
MnO	0,54	0,54	0,98	1,03	1,28	1,19	0,84	0,91	0,96	0,84		
MgO	24,75	24,67	19,08	19,23	18,07	18,65	20,83	19,78	22,04	20,82		
CaO	1,43	1,36	0,96	0,94	0,78	0,84	1,09	1,06	1,32	1,23		
Na ₂ O	0,04	0,01	0,02	0,07	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02		
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00		
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02		
Total	100,29	99,84	99,96	100,05	101,09	100,72	100,56	99,75	100,34	99,45		
Si	1,94	1,95	2,01	2,01	2,02	2,02	2,01	2,01	1,91	1,99		
Al ^{IV}	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01		
Al ^{VI}	0,06	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,00	0,02		
Ti	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Fe ²⁺	0,52	0,52	0,81	0,80	0,85	0,83	0,73	0,76	0,73	0,72		
Mn	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03		
Mg	1,34	1,34	1,08	1,09	1,02	1,05	1,16	1,12	1,22	1,17		
Ca	0,06	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05		
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Total cationi	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00		
Mg#	74,1	74,2	59,9	60,3	57,1	58,4	63,9	62,0	65,0	64,3		
Wo	2,9	2,8	2,0	2,0	1,6	1,7	2,2	2,2	2,6	2,5		
En	69,3	69,5	55,2	55,6	52,4	53,8	59,3	57,3	60,1	59,4		
Fs	27,8	27,7	42,8	42,4	45,9	44,5	38,5	40,5	37,4	38,1		

5.3. Amfibolii

Amfibolii sunt bine reprezentați atât cantitativ (până la 6-8% din masa rocii), cât și dimensional (max. 10 mm). Rar se prezintă ca fenocristale proaspete, prismatice, alungite, frecvent cristalele de amfiboli sunt substituite de asociația clinopiroxeni, feldspați plagioclazi și minerale opace (fenomenul de „breakdown”, Nixon, 1988) sau prezintă marginal coroane opacitice fine (Fig. 5.7.a). Uneori conțin incluziuni de feldspați plagioclazi prismatici de dimensiuni mici și incluziuni de piroxeni granulari, Ti-magnetit și ilmenit (Fig. 5.7.b).

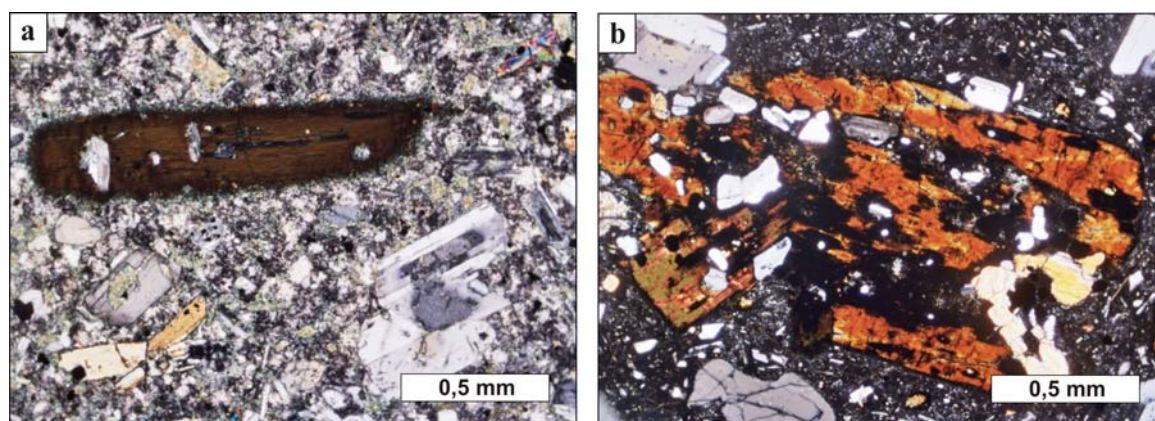


Fig. 5.7. Microfotografiile ale fenocristalelor de amfiboli din andezite cuarțifere. a) Fenocristal de amfibol cu bordură opacitică; Proba 7605-M; b) Fenocristal de amfibol cu incluziuni de feldspați, piroxeni și minerale opace; Proba 7670-M. P+.

Amfibolii prezenți în andezitele cuarțifere sunt exclusiv a amfibolilor calcici conform clasificării IMA; Leake *et al.*, 1997), cu $(Ca+Na)_B \geq 1,00$, $Na_B < 0,50$ și $Ca_B > 1$ (Fig. 5.8a), majoritatea fiind reprezentați prin magnezio-hornblende (Fig. 5.8b). Pe ansamblu conținutul principalilor oxizi variază în următorul interval: $SiO_2=42,3-51,4\%$, $Al_2O_3=6,5-10,2\%$, $FeO=14,2-17,3\%$, și $MgO=10,3-13,3\%$, iar numărul magnezian (Mg #) are valori cuprinse între 56,4 și 64,9. De remarcat că în cadrul aceluiași cristal de amfibol compoziția chimică este relativ constantă, intervalul de variație al oxizilor de mai sus este scăzut, în jur de 1% (Fig. 5.9a,b; tabelul 4). Numărul magnezian (Mg #) variază în intervalul 56,4 și 64,9.

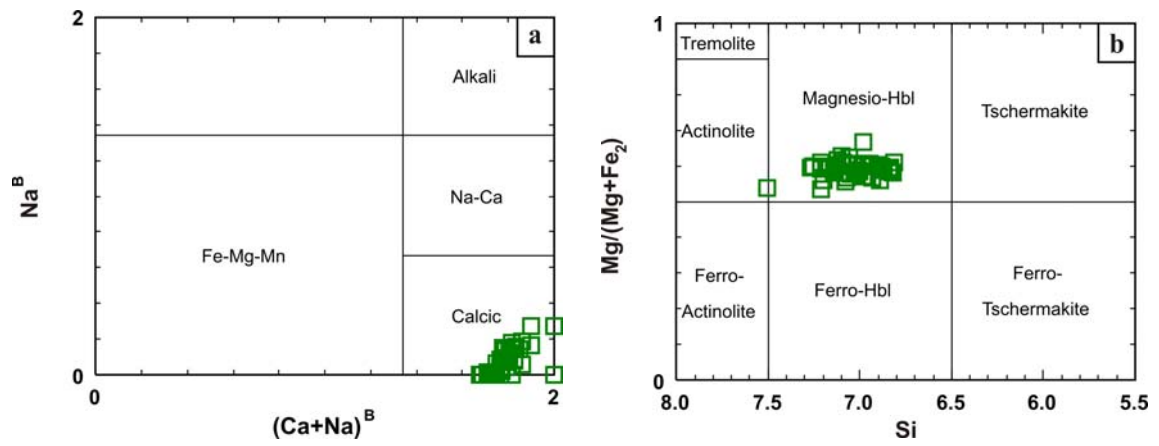


Fig. 5.8. Proiecția datelor de microchimism în diagramele de clasificare IMA ale amfibolilor (Leake *et al.*, 1997).

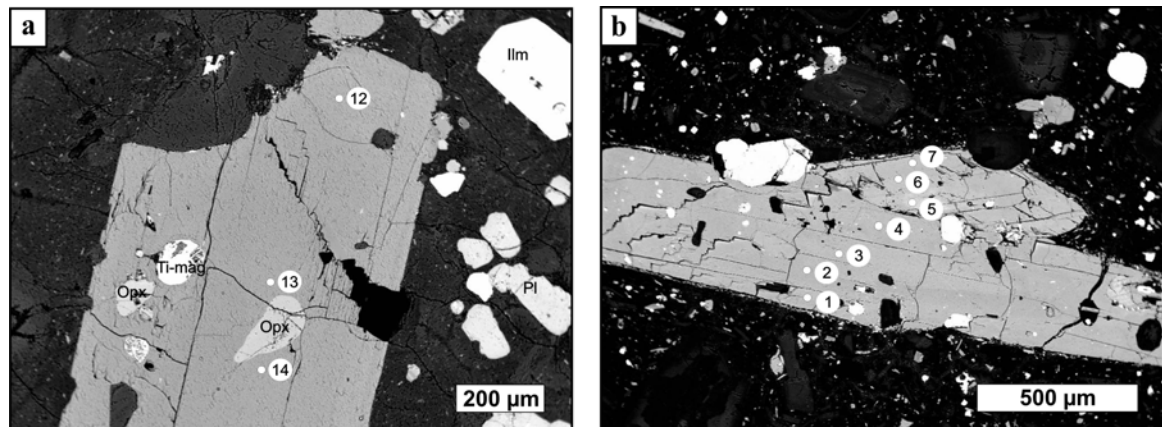


Fig. 5.9. Imagini de electroni retroîmprăștiați ale amfibolilor: a) Fenocristal subhedral cu incluziuni de ortopiroxeni și Ti-magnetit (Proba 7560-M, punctele de microanaliză 12-14); b) Fenocristale euhedrale maclate (Proba 7571-M, punctele de microanaliză 1-7); Abrevieri: Opx pentru ortopiroxeni, Ti-mag pentru Ti-magnetit, Pl pentru plagioclaz, Ilm pentru ilmenit.

Tabelul 4. Date microchimice reprezentative (selecție) pentru amfibolii (analize la microsonda electronică) din andezitele cuarțifere. Formulele structurale sunt calculate pe baza de 23O, cf. Robinson *et al.* (1981). Fe_{TOTAL} ca Fe²⁺.

Proba Punct de analiză	7560-M			7571-M						
	12	13	14	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,91	49,44	50,27	45,24	46,84	45,32	45,26	42,32	45,32	45,30
TiO ₂	1,60	1,72	1,79	1,74	1,52	1,64	1,43	2,19	1,66	1,47
Al ₂ O ₃	7,14	7,88	7,99	7,88	6,93	7,83	7,74	10,21	7,53	7,57
FeO	14,95	14,34	14,25	15,88	15,64	16,24	16,12	17,26	16,10	15,94
MnO	0,30	0,22	0,20	0,35	0,31	0,37	0,34	0,30	0,32	0,28
MgO	13,07	13,36	13,35	12,45	13,39	12,65	12,68	11,28	12,78	12,99
CaO	11,00	11,12	11,07	10,83	10,86	10,84	10,79	10,91	10,95	11,01
Na ₂ O	1,29	1,44	1,44	1,21	1,18	1,34	1,30	1,59	1,22	1,21
K ₂ O	0,32	0,39	0,39	0,45	0,26	0,43	0,41	0,54	0,43	0,42
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Total	100,56	99,90	100,73	96,05	96,94	96,66	96,06	96,60	96,33	96,17
TSi	7,21	7,06	7,10	6,83	6,97	6,82	6,84	6,44	6,84	6,84
TAI	0,79	0,94	0,90	1,17	1,03	1,18	1,16	1,56	1,16	1,16
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,41	0,39	0,43	0,24	0,19	0,20	0,22	0,27	0,17	0,18
CTi	0,17	0,18	0,19	0,20	0,17	0,19	0,16	0,25	0,19	0,17
CCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CMg	2,76	2,84	2,81	2,80	2,97	2,84	2,86	2,56	2,88	2,92
CFe 2	1,66	1,59	1,57	1,76	1,67	1,77	1,76	1,92	1,76	1,73
CMn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe 2	0,11	0,13	0,11	0,25	0,28	0,27	0,28	0,28	0,27	0,29
BMn	0,03	0,03	0,02	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03
BCa	1,67	1,70	1,68	1,71	1,68	1,68	1,68	1,68	1,69	1,68
BNa	0,19	0,14	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,07	0,07	0,10	0,08	0,10
ANa	0,17	0,25	0,21	0,36	0,34	0,39	0,38	0,47	0,36	0,35
AK	0,06	0,07	0,07	0,09	0,05	0,08	0,08	0,11	0,08	0,08
Suma A	0,23	0,32	0,28	0,49	0,44	0,54	0,53	0,68	0,52	0,53
Suma cationi	15,23	15,32	15,28	15,49	15,44	15,54	15,53	15,68	15,52	15,53
Mg #	63,4	64,9	65,0	60,8	62,9	60,7	60,9	56,4	61,1	61,7

5.4. Cuarțul

Cuarțul este prezent în proporții diferite (1,0-6,5%) și are dimensiuni variate (0,2-6,0 mm). Cristalele de cuarț au în general conture subhedrale și anhedrale, adesea rotunjite (Fig. 5.10a), prezentând în majoritatea cazurilor fisuri ce imprimă acestora un aspect caracteristic. Frecvent sunt corodate (Fig. 5.11a) având uneori aspect scheletiform (Fig. 5.10b, Fig. 5.11b).

În andezitele cuarțifere cu conținuturi scăzute în SiO₂ se remarcă prezența unor coroane de reacție constituite din piroxeni în jurul cristalelor de cuarț, sugerând prezența proceselor de amestec de magme (Clyne, 1999).

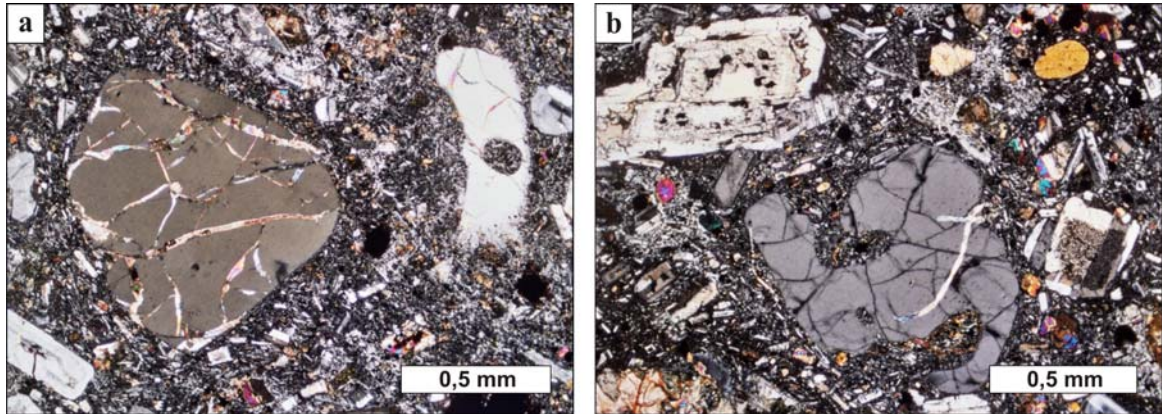


Fig. 5.10. Microfotografiile ale fenocristalelor de cuarț din andezitele cuarțifere. a) Fenocristal de cuarț cu contur subrotunjit; Proba 7566-M; b) Fenocristal de cuarț intens corodat, cu aspect scheletiform; Proba 7565-M. P+.

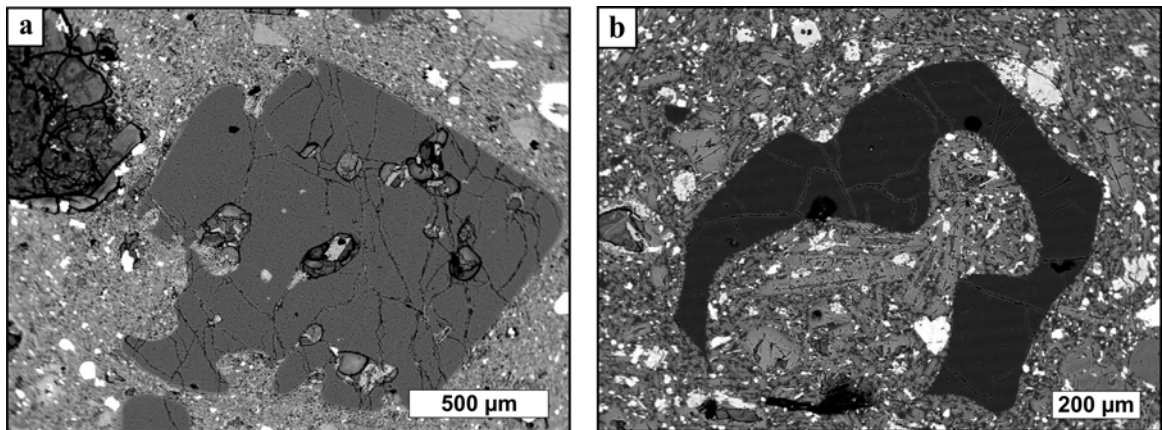


Fig. 5.11. Imagini de electroni retroîmprăștiați ale fenocristalelor de cuarț. a) Fenocristal subhedral cu zone de resorbție și depuneri de minerale secundare (clorite); Proba 7554-M; b) Fenocristal cu aspect scheletiform, puternic corodat; Proba 7568-M.

5.5. Mineralele accesorii

Oxizii de fier și titan, respectiv titanomagnetit și ilmenit reprezintă mineralele accesorii cele mai comune care apar în andezitele cuarțifere. Se prezintă sub formă de granule izolate în masa fundamentală sau asociate cu fenocristale de ortopiroxeni, clinopiroxeni și plagioclazi (Fig. 5.12a). De asemenea oxizii de Fe și Ti apar ca incluziuni fine în fenocristalele de feldspați plagioclazi, piroxeni și amfiboli (Fig. 5.12b). Compoziția chimică a acestora este redată în tabelul 5.

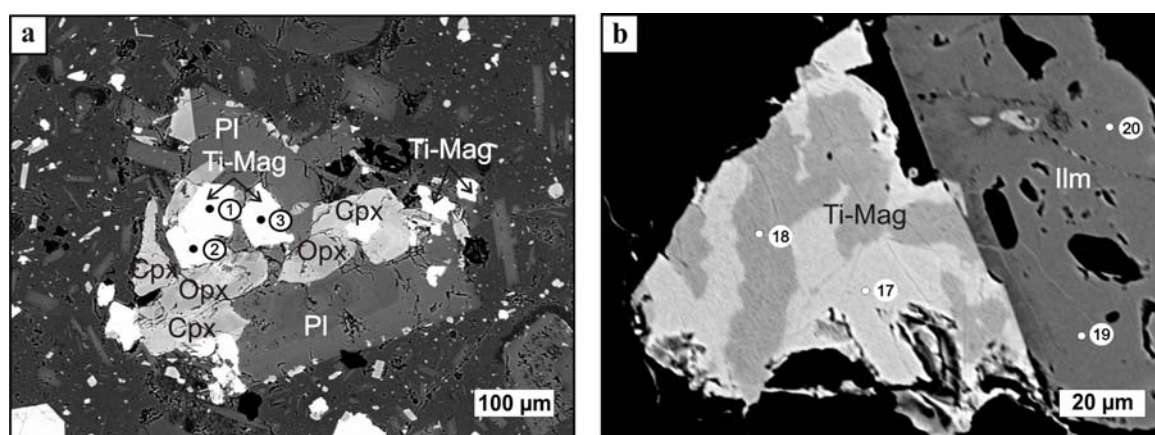


Fig. 5.12. Imagini de electroni retroîmprăștiați ale oxizilor de Fe și Ti. a) Aglomerare de feldspat plagioclaz (Pl), ortopiroxeni (Opx), clinopiroxeni (Cpx) și titanomagnetit (Ti-Mag); Proba 7571-M, punctele de microanaliză 1-3;) Incluziuni de titanomagnetit și ilmenit (Ilm) în ortopiroxeni – detaliu; Proba 7565-M, punctele de microanaliză 17-20.

Tabelul 5. Date microchimice reprezentative (selecție) pentru Ti-magnetitul și ilmenitul (analize de microsondă electronică) din andezitele cuarțifere. Abrevieri: nd = nedeterminat

Mineral	Ti-magnetite					Ilmenite	
	7566-M		7571-M			7566-M	
Punct de analiză	17	18	1	2	3	20	19
SiO ₂	0,03	0,20	0,41	0,09	0,10	0,00	0,07
TiO ₂	7,44	7,56	9,74	9,84	9,55	46,85	45,43
Al ₂ O ₃	1,11	1,03	3,66	3,89	3,67	0,03	0,01
FeO	83,98	79,95	75,74	75,65	76,60	50,86	51,44
Cr ₂ O ₃	0,06	0,05	0,11	0,10	0,11	0,01	0,02
MnO	0,21	0,07	0,35	0,35	0,35	0,58	0,73
NiO	nd	nd	1,37	1,52	2,08	nd	nd
MgO	0,42	0,20	0,06	0,02	0,03	1,09	1,59
BaO	0,00	0,05	nd	nd	nd	0,31	0,37
CaO	0,06	0,17	0,00	0,00	0,05	0,09	0,26
Na ₂ O	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	93,84	91,27	93,82	94,02	92,20	99,80	99,92

5.6. Mineralele secundare

Feldspații plagioclazi, ortopiroxenii, clinopiroxenii și amfibolii care intră în constituția andezitelor cuarțifere se găsesc în general în stare proaspătă dar uneori sunt substituite parțial sau total cu minerale secundare reprezentate prin carbonați, illit, clorit, smectit etc.

Astfel unele fenocristale de plagioclazi sunt substituite parțial de filosilicați din grupa illitului cu un conținut de K_2O ce depășește 9% (Fig. 5.13a; tabelul 6, proba 7566-M). Alte fenocristale de plagioclazi sunt substituite în zona centrală prin carbonați de Fe (siderit) cu conținut redus de Mg și Ca, în asociere cu minerale interstratificate din grupul cloritelor și smectitelor (Fig.5.13b; tabelul 6, proba 7554-M). Fenocristalele de piroxeni (ortopiroxeni și clinopiroxeni) sunt substituite în special de minerale din grupul cloritelor și smectitelor (Fig. 5.13c,d; tabelul 6, proba 7567-M și 7559-M). Conținutul de FeO din aceste minerale variază în intervalul 18-25% iar cel de MgO, între 14 și 17%.

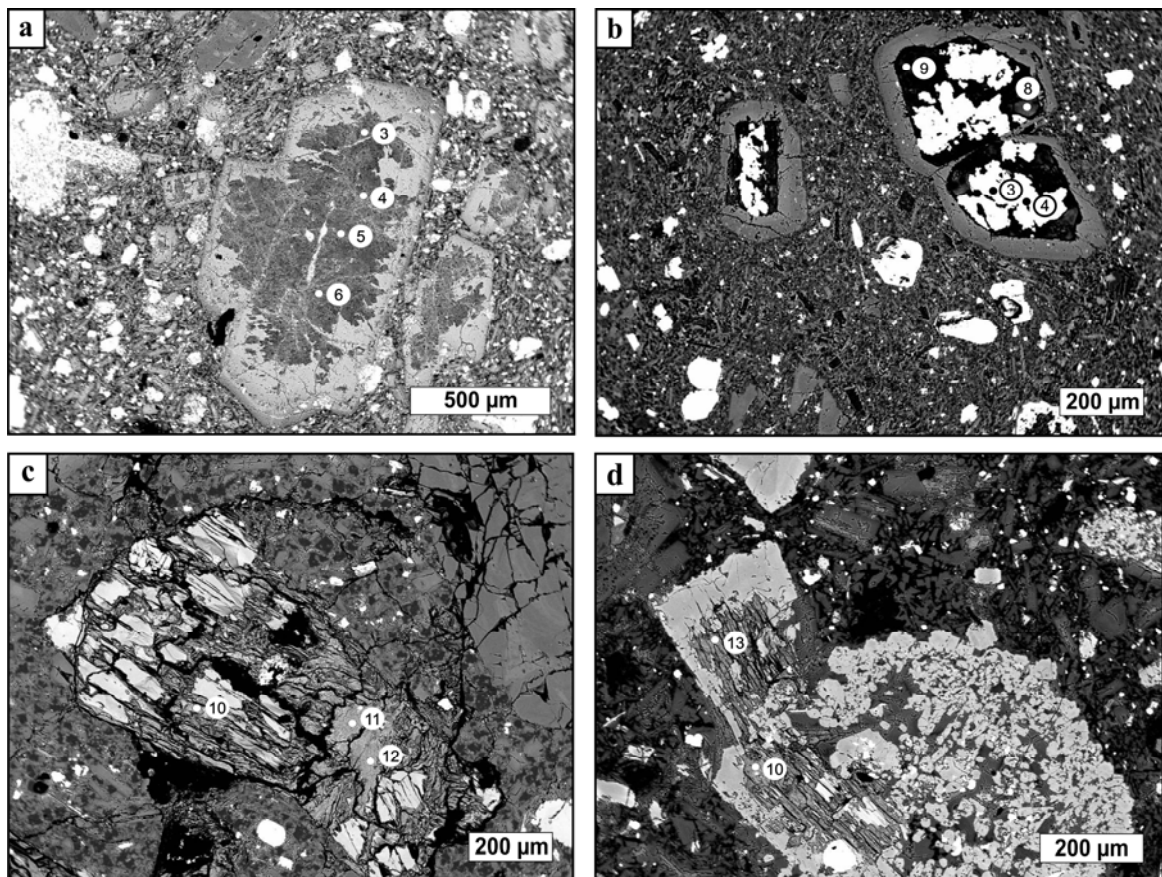


Fig. 5.13. Imagini de electroni retroîmprăștiați pentru mineralele secundare. a) Fenocristal de feldspat plagioclaz substituit în zona centrală prin illit; Proba 7566-M; b) Fenocristal de plagioclaz substituit prin carbonați și clorit; Proba 7554-M; c) Fenocristal de ortopiroxen substituit parțial prin clorit; Proba 7567-M; d) Fenocristale de clinopiroxeni substituite cu minerale secundare din grupa cloritelor; Proba 7559-M.

Tabelul 6. Date microchimice reprezentative (selecție) pentru minerale secundare (analize de microsondă electronică). Abreviere: nd = nedeterminat

Proba Punct de analiză	7566-M				7554-M				7567-M			7559-M	
	3	4	5	6	3	4	8	9	10	11	12	10	13
SiO ₂	46,11	44,92	46,28	46,51	0,00	0,03	46,52	46,66	44,69	42,47	44,59	33,85	34,99
TiO ₂	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,15	0,03	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	33,24	33,97	34,11	34,56	0,04	0,00	9,80	10,79	7,15	7,71	7,25	10,96	10,92
FeO	2,67	2,76	1,61	2,17	48,15	46,32	14,03	12,15	18,85	19,84	18,86	25,06	23,70
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00	0,04	0,00
MnO	0,06	0,00	0,04	0,01	1,75	0,77	0,22	0,14	0,10	0,07	0,08	0,27	0,27
NiO	nd	nd	nd	nd	0,04	0,02	0,00	0,01	nd	nd	nd	nd	nd
MgO	1,26	1,12	0,89	0,68	4,07	2,71	6,37	5,07	14,21	15,01	15,25	16,96	17,34
BaO	0,05	0,07	0,08	0,07	nd	nd	nd	nd	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,20	0,37	0,24	0,13	2,99	6,98	0,83	0,73	1,38	1,36	1,70	0,40	0,63
Na ₂ O	0,19	0,26	0,21	0,14	0,01	0,01	0,49	0,51	0,45	0,60	0,69	0,07	0,14
K ₂ O	9,00	9,08	9,32	9,68	0,00	0,00	0,29	0,28	0,09	0,06	0,07	0,00	0,00
Total	92,80	92,58	92,80	93,95	57,04	56,86	78,54	76,38	87,05	87,28	88,51	87,62	87,99

5.7. Masa fundamentală

Masa fundamentală a andezitelor cuarțifere prezintă grade diferite de cristalinitate, având structuri diferite, de la hialopilitică (Fig. 5.14a) la intersertală (Fig.5.14b) și chiar holocristalină. Masa fundamentală hialopilitică care conține microlite de feldspați plagioclazi cu aspect tabular sau prismatic alungit, prezintă aspecte texturale diferite, de la cele cu o ușoară orientare în jurul fenocristalelor până la aspecte fluidale (Fig. 5.15a). Uneori alături de plagioclazi sunt prezenți și piroxeni granulari. În unele cazuri se observă fenomenul de devitrificare incipientă a masei fundamentale sticloase cu formarea unor zone cu aspect sferulitic (Fig. 5.15b).

Compoziția chimică a masei fundamentale este redată în tabelul 7. Se remarcă conținuturile ridicate în SiO₂ care sunt cuprinse între 64,5 și 86,1%, alături de conținuturile de Al₂O₃ care variază într-un interval relativ larg, respectiv 6,4 și 18,4%. În proporții mai reduse sunt prezenți CaO și Na₂O. De remarcat variația conținutului de K₂O, care în unele puncte de analiză este zero iar în altele prezintă valori ridicate, respectiv 11,5%, fapt datorat prezenței mineralelor secundare (minerale argiloase).

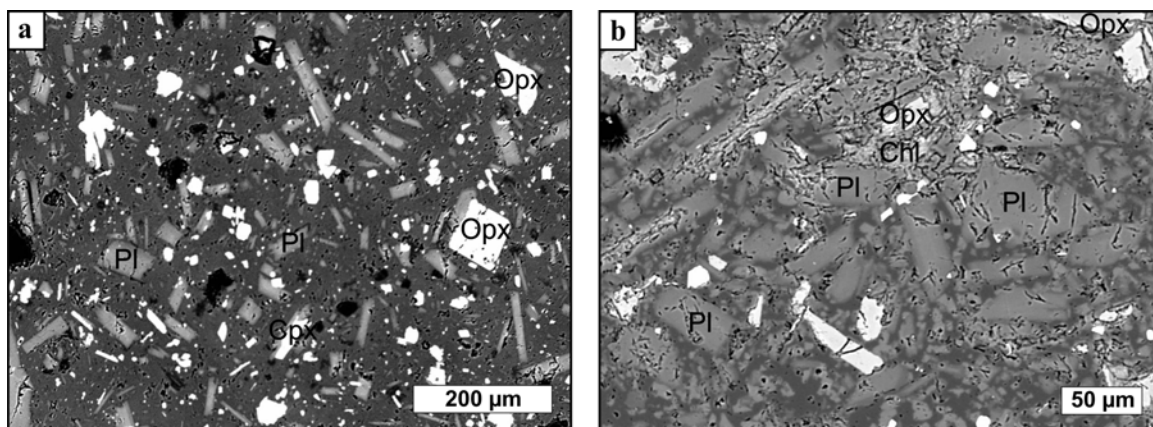


Fig. 5.14. Imagini de electroni retroîmprăștiați ale masei fundamentale: a) Structură hialopilitică, cu rare microlite de feldspat plagioclaz (Pl), ortopiroxen (Opx) și clinopiroxen (Cpx) într-o masă sticloasă; b) Structură intersertală, cu microlite de feldspat plagioclaz (Pl), ortopiroxen (Opx) și minerale secundare-clorite (Chl).

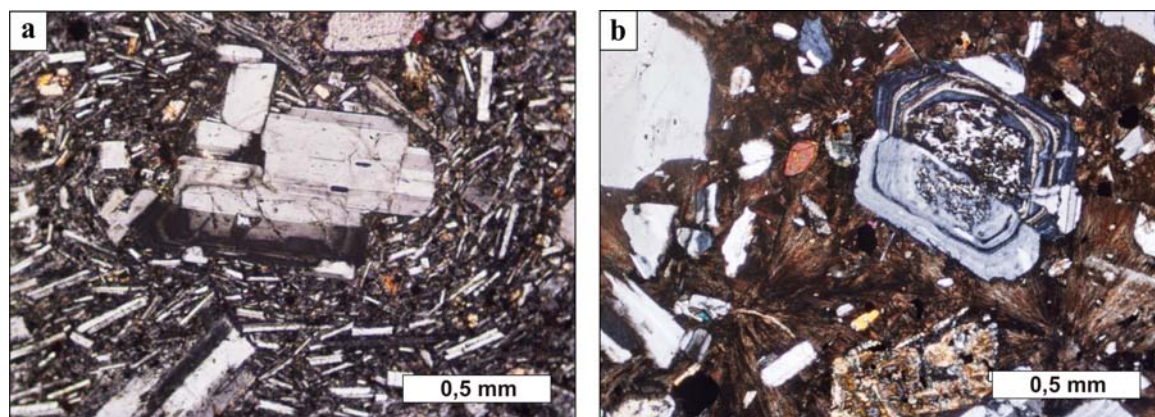


Fig. 5.15. Microfotografiile ale masei fundamentale a andezitelor cuarțifere. a) Fenocristale de plagioclazi într-o masă fundamentală fluidală; Proba 7645-M; b) Fenocristal de plagioclaz maclat și zonat, într-o masă fundamentală cu textură sferulitică; Proba 560-M. P+.

Tabelul 7. Date microchimice reprezentative (selecție) pentru masa fundamentală (analize de microsondă electronică). Abreviere: nd = nedeterminat.

Proba	7554-M		7559-M	7565-M		7567-M	7571-M				
	15	16	10	15	23	3	5	14	22	23	
Punct de analiză											
SiO ₂	86,09	72,09	64,48	84,89	66,75	79,67	76,38	79,38	77,29	79,39	
TiO ₂	0,09	0,07	0,10	0,19	0,04	0,31	0,25	0,35	0,28	0,36	
Al ₂ O ₃	6,43	16,87	18,00	7,46	18,40	10,69	12,20	9,97	11,00	9,98	
FeO	0,30	0,24	0,51	0,45	0,50	0,89	2,54	1,03	0,96	1,00	
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,02	0,00	
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	
NiO	0,00	0,03	nd	nd	nd	0,00	0,68	0,05	0,01	0,03	
MgO	0,08	0,02	0,05	0,10	0,10	0,04	1,53	0,89	0,06	0,03	
BaO	nd	nd	0,13	0,05	0,15	nd	nd	nd	nd	nd	
CaO	1,19	2,98	0,63	0,44	2,27	0,69	2,32	1,22	0,72	0,40	
Na ₂ O	2,18	4,57	2,78	1,33	4,74	1,00	4,39	5,46	1,77	1,23	
K ₂ O	1,13	3,67	11,59	4,26	6,58	4,31	0,00	0,00	5,02	5,36	
Total	97,53	100,52	98,26	99,16	99,54	97,63	100,34	98,34	97,18	97,77	

CAP. 6. GEOCHIMIA ANDEZITELOR CUARȚIFERE PANNONIENE DIN MUNȚII OAȘ-GUTĂI

Studiul chimismului andezitelor cuarțifere s-a realizat pe baza analizelor de elemente majore, elemente minore și pământuri rare, efectuate pe 26 de probe reprezentative din munții Gutâi și Oaș.

6.1. Geochimia elementelor majore

Conținutul elementelor majore din andezitele cuarțifere din munții Oaș-Gutâi este redat în tabelul 8. Pe baza conținutului de SiO_2 , în cadrul andezitelor cuarțifere din Munții Gutâi au fost separate două grupuri: andezite cuarțifere „bazice” cu un conținut de SiO_2 cuprins între 56,33 și 58,54 % și andezite cuarțifere „acide” care prezintă conținuturi mai ridicate în SiO_2 , respectiv între 59,19 și 63,49 %. Andezitele cuarțifere din Munții Oaș sunt foarte omogene din punct de vedere al conținutului de SiO_2 , acesta fiind cuprins între 61,05-91,55 %.

Andezitele cuarțifere din Munții Oaș-Gutâi sunt predominant andezite în conformitate cu diagrama TAS (LeBas *et al.*, 1986). Câteva probe din grupul andezitelor cuarțifere „bazice” din Gutâi se proiectează în câmpul andezitelor bazaltice și o probă din grupul andezitelor cuarțifere „acide”, în câmpul dacitelor (Fig. 6.1a). Ele sunt roci calco-alcaline cu caracter tipic mediu-K în acord cu diagrama $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Gill, 1981, Fig. 6.1b).

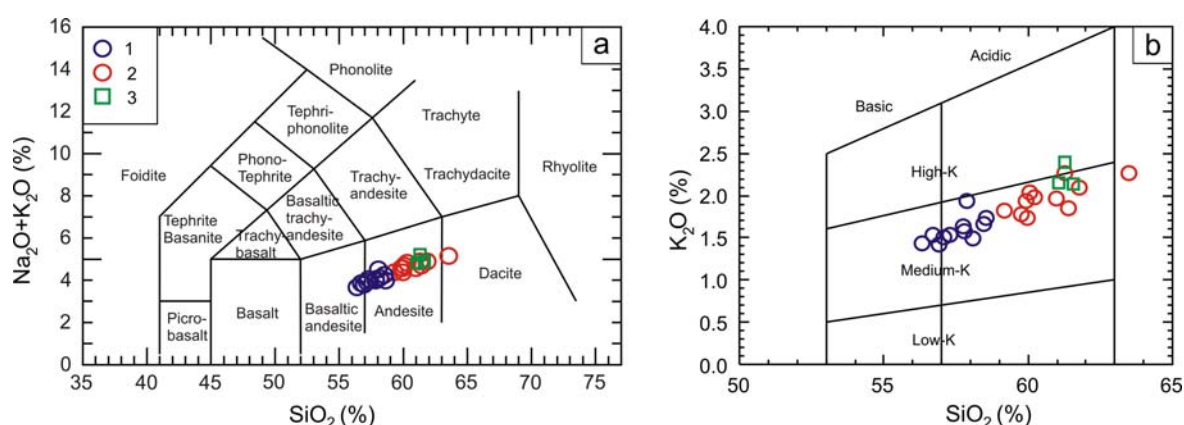


Fig. 6.1. Proiecția datelor analizelor chimice pentru andezitele cuarțifere din Munții Oaș Gutâi în: a) diagrama TAS (Le Maître *et al.*, 1989) și b) în diagrama K_2O vs SiO_2 (Gill, 1981). Simboluri: 1 - andezite cuarțifere „bazice” din Munții Gutâi; 2 - andezite cuarțifere „acide” din Munții Gutâi; 3 - andezite cuarțifere din Munții Oaș.

Tabelul 8. Compoziția chimică a andezitelor cuarțifere (elemente majore în %; elemente minore și pământuri rare în ppm),

Proba	7551-M	7552-M	7553-M	7554-M	7555-M	7556-M	7557-M	7558-M	7559-M	7560-M	7561-M	7562-M	7563-M
Localizare	Gutâi Poiana Cremenii	Gutâi Valea Cușilor	Gutâi Valea Șuilor	Gutâi Valea Milerii	Gutâi Valea Hijii	Gutâi Valea Firiza	Gutâi Valea Roșie	Gutâi Valea Polomestru	Gutâi Valea Frantuşca	Gutâi Vârful Pleștioara	Gutâi Cariera Ostra	Gutâi Vârful Tocastru	Gutâi Valea Tocastru
SiO ₂	61,27	59,91	59,19	60,96	59,96	60,06	58,54	56,33	57,08	63,49	57,88	56,91	58,10
TiO ₂	0,58	0,65	0,66	0,58	0,69	0,68	0,69	0,71	0,72	0,56	0,70	0,70	0,74
Al ₂ O ₃	15,52	15,85	15,69	15,88	15,80	16,30	15,76	17,20	16,58	16,02	16,55	16,37	16,86
Fe ₂ O ₃	5,94	6,50	6,80	7,09	6,91	6,89	7,10	7,67	7,51	5,43	7,00	8,22	7,52
MnO	0,13	0,11	0,10	0,13	0,13	0,13	0,11	0,13	0,13	0,11	0,14	0,15	0,17
MgO	2,18	2,94	3,08	1,85	3,19	2,82	4,18	3,60	3,89	1,94	3,37	3,93	3,46
CaO	4,98	6,58	6,33	4,52	6,94	6,04	7,17	7,36	8,20	5,40	6,61	8,17	7,32
Na ₂ O	2,64	2,63	2,57	2,65	2,68	2,69	2,26	2,26	2,43	2,92	2,56	2,37	2,62
K ₂ O	2,27	1,93	1,82	1,97	1,74	2,03	1,73	1,44	1,51	2,27	1,94	1,42	1,49
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,10	0,12	0,12	0,12	0,13	0,11	0,10	0,10	0,12	0,11	0,12
LOI	4,20	2,70	3,50	4,10	1,70	2,10	2,10	3,00	1,70	1,60	3,00	1,50	1,40
Sum	99,87	99,86	99,86	99,88	99,86	99,85	99,82	99,83	99,84	99,88	99,84	99,85	99,85
#Mg	42,10	47,26	47,29	34,08	47,77	44,78	53,84	48,18	50,65	41,45	48,82	48,64	47,69
Ba	366	321	321	389	307	399	413	388	271	404	376	244	329
Sc	16	19	20	18	23	21	25	23	25	16	23	27	22
Cr	20,5	27,4	20,5	27,4	41,0	13,7	6,8	13,7	47,8	13,7	13,7	41,0	13,7
Mo	0,2	0,6	0,8	0,2	0,5	0,6	0,5	0,4	0,5	0,3	0,5	0,4	0,6
Cu	16,1	23,5	22,2	9,6	20,5	12,1	29,0	18,0	17,5	10,8	12,0	44,3	39,9
Pb	1,5	4,9	1,5	1,9	2,7	2,9	3,8	7,7	2,4	1,4	3,8	2,6	3,0
Zn	47	37	51	33	43	40	48	40	32	23	51	34	56
Ni	2,1	3,7	3,5	2,2	3,7	2,4	7,3	2,9	5,4	1,4	2,2	5,3	4,0
Co	11,8	15,4	17,1	10,0	16,3	16,0	20,4	19,0	21,2	12,6	16,2	24,4	19,4
Cs	2,0	1,3	1,6	4,1	1,6	2,8	2,3	12,4	10,6	3,2	1,7	1,9	4,2
Ga	14,6	16,1	16,4	15,5	15,4	16,3	16,7	16,3	16,4	16,0	17,2	16,3	17,8
Hf	2,9	2,6	2,8	3,0	2,9	3,0	3,0	2,5	2,6	2,8	3,5	2,1	2,5
Nb	7,3	7,6	7,0	7,7	6,2	8,1	6,6	6,1	6,5	7,3	7,5	6,1	6,5
Rb	69,8	62,2	59,6	61,7	53,2	73,3	54,3	50,6	47,9	74,5	62,4	47,0	47,4
Sn	1	1	1	2	1	2	2	1	1	1	1	1	2
Sr	201,1	227,3	234,6	207,0	248,5	234,1	259,1	252,7	278,4	214,9	235,2	251,2	250,1
Ta	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,7	0,6	0,6	0,4	0,5
Th	6,7	6,4	6,2	6,0	5,1	7,6	5,4	4,6	5,1	7,0	6,7	4,4	5,2
U	2,2	1,9	2,0	2,0	1,7	2,4	1,7	1,6	1,5	2,4	2,0	1,5	1,6
V	134	163	177	134	180	185	191	205	218	135	170	218	195
W	0,9	1,2	0,6	0,6	0,6	1,0	0,7	0,6	0,9	1,3	0,5	0,7	1,0
Zr	99,7	104,2	97,4	118,2	98,6	116,4	99,5	91,7	92,8	112,0	110,8	87,5	93,4
Y	24,3	20,2	19,4	23,8	18,8	25,1	18,5	20,1	20,9	19,7	23,2	19,4	21,4
La	17,1	15,3	15,5	18,5	13,9	19,1	15,3	13,7	13,1	16,9	18,6	12,0	14,1
Ce	32,1	33,2	33,2	38,0	30,1	41,2	33,2	30,4	28,9	35,3	40,0	26,5	30,9
Pr	3,82	3,67	3,73	4,40	3,45	4,77	3,73	3,43	3,29	3,80	4,58	3,09	3,51
Nd	14,2	15,0	15,0	17,6	14,2	18,9	13,9	13,5	14,3	14,9	18,1	12,3	13,4
Sm	3,22	3,17	3,37	3,68	3,04	4,15	3,41	3,16	3,21	3,02	3,87	2,92	3,25
Eu	0,85	0,80	0,83	1,00	0,84	0,99	0,86	0,87	0,86	0,83	0,99	0,86	0,89
Gd	3,07	3,17	3,18	3,84	3,03	4,23	3,31	3,53	3,40	3,33	3,88	3,24	3,44
Tb	0,57	0,56	0,56	0,65	0,54	0,74	0,55	0,59	0,59	0,54	0,68	0,56	0,61
Dy	3,16	3,09	3,21	3,71	3,16	3,94	3,06	3,34	3,53	3,24	3,91	3,18	3,47
Ho	0,72	0,70	0,66	0,81	0,68	0,86	0,64	0,70	0,74	0,68	0,84	0,70	0,73
Er	2,23	2,11	2,06	2,30	1,98	2,56	1,83	2,08	2,11	1,97	2,37	2,02	2,17
Tm	0,34	0,30	0,32	0,35	0,29	0,39	0,29	0,32	0,32	0,31	0,37	0,32	0,35
Yb	2,22	1,96	2,17	2,39	1,99	2,54	1,91	2,16	2,08	2,12	2,28	2,00	2,18
Lu	0,37	0,32	0,33	0,38	0,29	0,40	0,30	0,32	0,34	0,34	0,36	0,32	0,35

Mg#=100×MgO/(MgO+FeO_{TOT}). Fe_{TOT} ca Fe₂O₃.

Tabelul 1. Continuare.

Proba	7564-M	7565-M	7566-M	7567-M	7568-M	7569-M	7570-M	7571-M	7572-M	7573-M	7574-M	7575-M
Localizare	Gutâi Runcu	Gutâi Valea Băița	Gutâi Valea Romlaș	Gutâi Vârful Ulmoasa	Gutâi Valea Nopti	Gutâi Valea Cioncaș	Gutâi Vârful P. Tisei	Gutâi Valea Otuului	Gutâi Brada	Oaș Custurii	Oaș Târșolt	Oaș Valea Verdeș
SiO ₂	58,46	57,28	56,69	57,75	57,78	59,75	61,40	61,78	60,21	61,29	61,05	61,55
TiO ₂	0,73	0,74	0,76	0,70	0,70	0,71	0,65	0,60	0,63	0,62	0,67	0,65
Al ₂ O ₃	16,92	16,79	16,43	16,93	16,86	16,12	16,67	15,98	15,60	15,86	15,75	16,13
Fe ₂ O ₃	7,57	7,55	7,53	7,07	7,74	6,69	6,39	5,90	6,74	5,77	6,09	5,97
MnO	0,15	0,13	0,14	0,14	0,15	0,17	0,13	0,12	0,12	0,11	0,14	0,11
MgO	3,05	3,59	3,55	3,08	3,52	2,14	2,21	2,76	2,34	2,08	2,16	2,17
CaO	7,03	7,68	8,59	7,07	7,32	6,48	6,13	6,15	5,70	5,39	5,72	5,57
Na ₂ O	2,62	2,56	2,32	2,44	2,43	2,84	2,84	2,83	2,86	2,83	2,69	2,77
K ₂ O	1,66	1,54	1,54	1,64	1,58	1,78	1,85	2,09	1,98	2,40	2,15	2,13
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,10	0,13	0,11	0,12	0,13	0,10	0,15	0,14	0,17	0,16
LOI	1,50	1,90	2,20	2,90	1,70	3,10	1,50	1,60	3,50	3,30	3,30	2,60
Sum	99,85	99,85	99,86	99,86	99,85	99,88	99,88	99,86	99,85	99,83	99,84	99,83
#Mg	44,39	48,51	48,29	46,32	47,40	38,79	40,66	48,10	40,75	41,66	41,27	41,86
Ba	306	271	244	323	301	316	340	364	328	500	408	411
Sc	21	25	26	21	24	20	17	20	17	17	19	18
Cr	27,4	13,7	41,0	13,7	20,5	13,7	13,7	20,5	13,7	13,7	13,7	13,7
Mo	0,5	0,5	0,3	0,6	0,3	0,5	0,5	0,1	0,5	0,5	0,5	0,6
Cu	14,1	37,5	18,6	19,6	21,6	15,8	10,3	20,4	28,8	8,4	10,1	11,2
Pb	2,0	2,0	2,0	7,3	1,2	1,7	1,9	1,2	2,2	2,6	2,1	2,9
Zn	52	36	38	54	41	53	38	18	46	44	54	52
Ni	1,6	3,6	5,2	3,1	4,2	2,1	0,9	1,6	1,1	1,9	2,7	2,6
Co	18,8	20,3	20,7	16,4	20,4	14,3	14,4	16,6	13,0	10,7	10,8	10,9
Cs	1,8	3,5	3,6	1,3	2,1	2,3	2,4	5,0	1,9	2,9	1,8	2,4
Ga	17,7	17,0	16,0	18,2	17,0	17,4	16,6	15,3	16,3	16,9	15,3	16,3
Hf	2,9	2,2	2,4	2,8	2,9	2,3	2,9	2,9	3,1	3,7	4,2	4,3
Nb	7,1	5,7	5,9	6,9	6,2	6,5	7,9	6,8	7,3	9,0	8,3	8,9
Rb	52,9	49,9	50,1	53,9	53,0	58,3	59,9	69,3	63,6	88,6	79,5	76,9
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1
Sr	275,2	263,7	248,4	239,4	232,4	240,3	244,9	247,5	222,1	233,3	233,4	237,1
Ta	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,7	0,6	0,6
Th	5,7	4,4	4,7	5,3	5,1	5,8	5,6	6,6	6,7	10,2	8,5	8,0
U	1,7	1,6	1,5	1,8	1,7	1,9	2,2	2,3	2,0	3,4	2,6	2,6
V	194	217	213	172	201	165	144	158	154	146	149	140
W	0,8	1,0	0,9	1,0	0,7	0,6	0,8	1,1	0,7	0,8	0,5	0,8
Zr	104,3	87,9	82,0	92,6	96,2	99,8	108,6	106,1	120,4	125,3	134,3	147,4
Y	21,2	20,0	19,6	20,2	20,1	19,3	22,2	18,9	22,0	21,0	24,2	22,8
La	14,8	12,4	12,1	15,3	14,2	14,8	16,6	17,1	17,1	20,4	19,4	19,4
Ce	32,9	27,9	27,1	34,7	32,4	31,8	37,5	35,5	36,6	41,9	42,1	42,2
Pr	3,73	3,19	3,10	3,78	3,57	3,49	4,03	3,76	4,27	4,74	4,76	4,80
Nd	15,0	13,2	13,0	14,5	13,9	13,8	16,5	14,4	17,0	16,7	16,6	19,1
Sm	3,48	3,06	2,99	3,44	3,38	3,09	3,59	3,11	3,76	3,66	3,85	3,91
Eu	0,96	0,90	0,86	0,91	0,86	0,88	0,91	0,81	0,94	0,90	0,97	1,02
Gd	3,63	3,38	3,31	3,59	3,40	3,21	3,72	3,23	3,68	3,39	3,72	3,71
Tb	0,62	0,58	0,58	0,61	0,60	0,56	0,63	0,55	0,63	0,58	0,67	0,64
Dy	3,66	3,37	3,39	3,35	3,57	3,28	3,52	3,31	3,78	3,77	3,95	3,75
Ho	0,77	0,74	0,69	0,75	0,70	0,69	0,75	0,66	0,74	0,71	0,77	0,76
Er	2,31	2,24	2,08	2,20	2,15	2,15	2,36	1,96	2,34	2,01	2,31	2,33
Tm	0,34	0,31	0,31	0,32	0,32	0,31	0,37	0,30	0,35	0,32	0,35	0,37
Yb	2,21	2,09	2,08	2,22	2,12	2,03	2,35	1,98	2,62	2,10	2,56	2,48
Lu	0,36	0,34	0,33	0,34	0,33	0,33	0,38	0,32	0,37	0,34	0,39	0,38

Intervalul de variație al compoziției elementelor majore din andezitele cuarțifere din Munții Oaș-Gutâi cu indicii de diferențiere SiO_2 și MgO este ilustrat în Fig. 6.2. TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO și CaO prezintă corelații negative cu SiO_2 , iar alcaliile, Na_2O și K_2O , prezintă corelații pozitive (Fig.6.2a,b,c). În același timp TiO_2 , Fe_2O_3 și CaO prezintă o corelație pozitivă cu MgO iar alcaliile o corelație negativă (Fig.6.2d,e,f). De remarcat în diagramele de variație a elementelor majore, atât cu SiO_2 , cât și cu MgO , individualizarea andezitelor cuarțifere „bazice” față de cele „acide” din Munții Gutâi și față de cele din Munții Oaș (ultimele două se proiectează în același câmp).

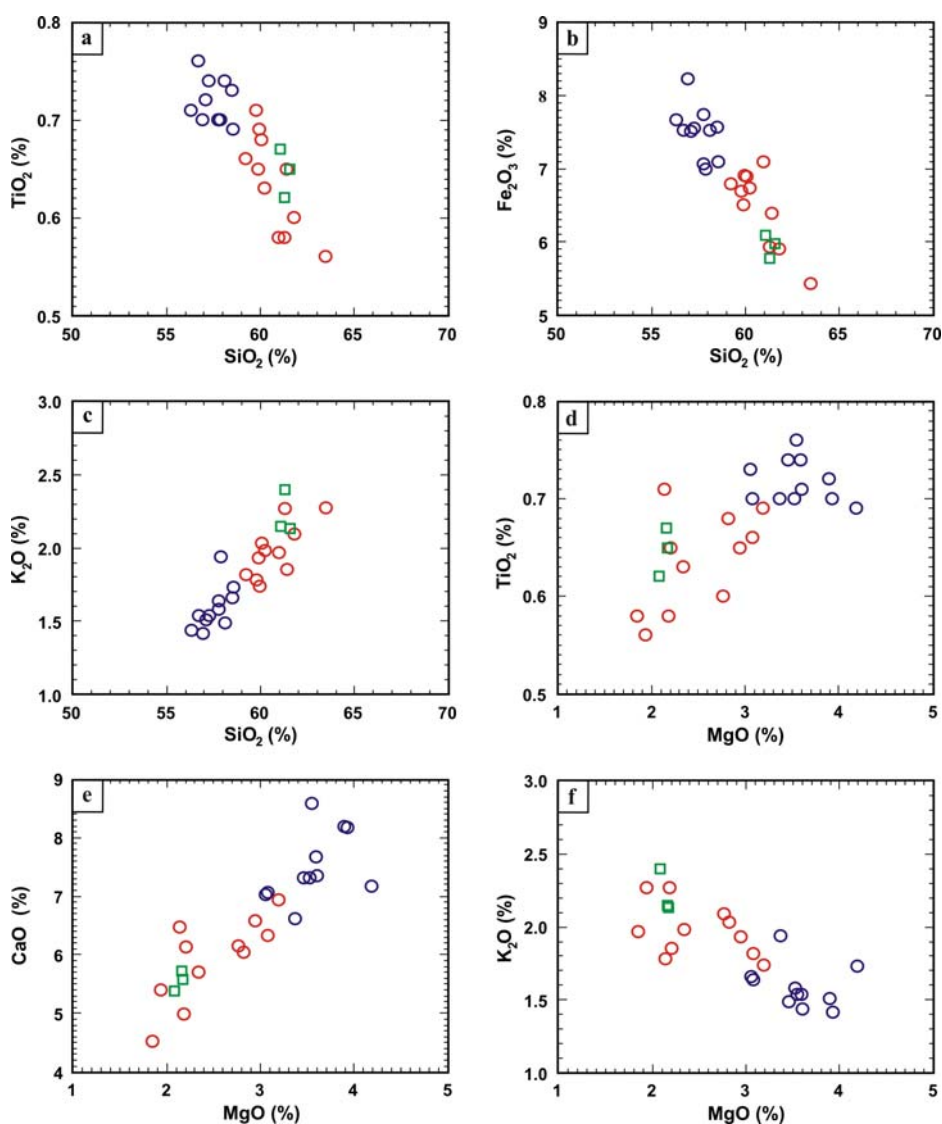


Fig. 6.2. Diagramele de variație a elementelor majore în raport cu SiO_2 și cu MgO pentru andezitele cuarțifere din Munții Oaș-Gutâi. Simbolurile identice cu cele din Fig. 6.1a.

6.2. Geochimia elementelor minore

Variația elementelor minore compatibile (Ni, V) arată o corelație negativă cu indicele de diferențiere SiO_2 (Fig. 6.3.a,b), în timp ce unele elemente minore incompatibile, crustale (Rb, Th) și ale zonei sursă (Zr, Nb) indică corelații pozitive clare (Fig. 6.3c,d,e,f). În ultimele diagrame, andezitele cuarțifere din Munții Oaș se proiectează într-un câmp distinct, situat în partea de sus a domeniului de variație. De asemenea, grupul andezitelor cuarțifere „bazice” este bine individualizat, ceea ce privește variația Rb, Th, și respectiv Zr și Nb.

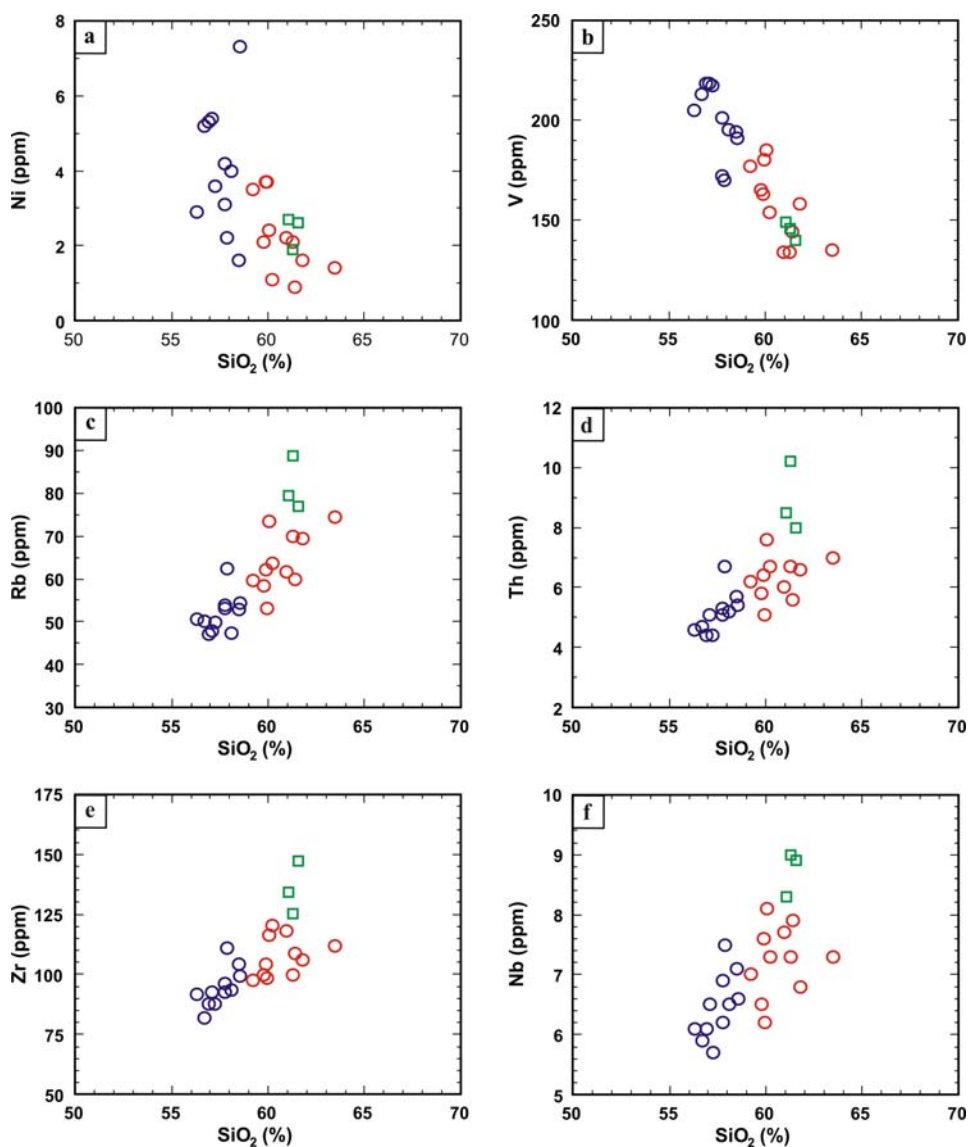


Fig. 6.3. Diagramele de variație a elementelor minore în raport cu SiO_2 pentru andezitele cuarțifere din Munții Oaș-Gutâi. Simbolurile identice cu cele din Fig. 6.1a.

6.3. Geochimia pământurilor rare

În diagramele pământurilor rare normalizate la chondrite (Sun și McDonough, 1989) pentru cele două grupuri de andezite cuarțifere, „acide” și „bazice”, din zona munților Gutâi (Fig. 6.4a) și pentru andezitele cuarțifere din Munții Oaș (Fig. 6.4b) se evidențiază forma similară a curbelor de variație, cu îmbogățiri semnificative în pământuri rare ușoare (LREE) și anomalii negative de Eu, tipică pentru rocile calco-alcaline generate în zonele de subducție (Wilson, 1989). Îmbogățirile în pământuri rare sunt ușor mai ridicate în andezitele cuarțifere „acide” comparativ cu cele „bazice”, precum și în andezitele cuarțifere din Oaș.

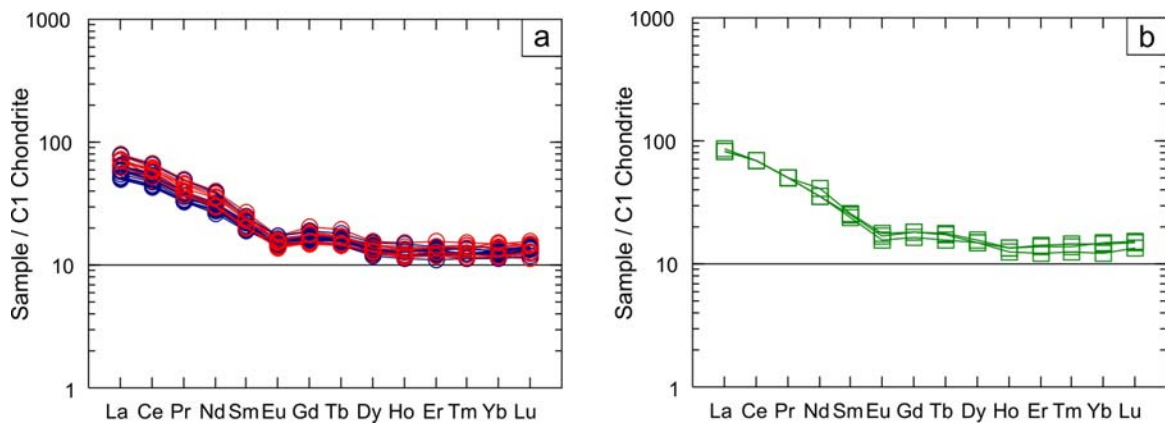


Fig. 6.4. Diagrama pământurilor rare normalizate la chondrite (Sun și McDonough, 1989) pentru andezitele cuarțifere din: a) Munții Gutâi (grupul andezitelor „acide” și „bazice”); b) Munții Oaș. Simbolurile identice cu cele din Fig. 6.1a.

Diagramele elementelor rare normalizate la N-MORB indică îmbogățirea andezitelor cuarțifere din Munții Oaș-Gutâi în LILE (Ba, Rb, Th, U, K) și LREE (La, Ce), precum și sărăcirea în HFSE (Nb, Ta), tipice pentru rocile vulcanice din zonele de subducție.

Îmbogățirea în elemente rare este mai semnificativă în cazul andezitelor cuarțifere „acide” din Munții Gutâi, comparativ cu cele „bazice”. De asemenea, anomalia Pb are amplitudine mai mare în cazul andezitelor cuarțifere „bazice” comparativ cu cele „acide” și în spacial cu cele din Munții Oaș.

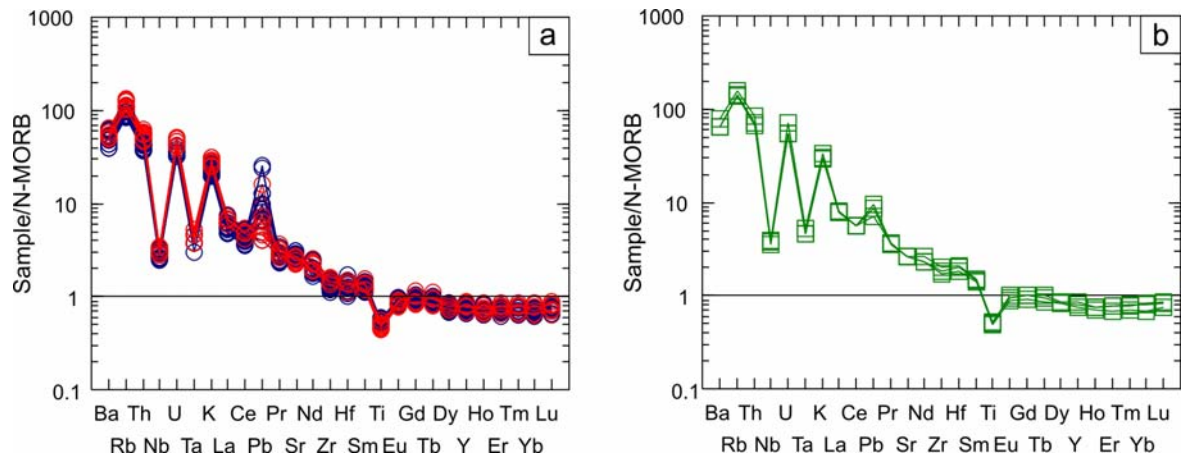


Fig. 6.5. Diagrama elementelor minore normalizate la NMORB (Sun și McDonough, 1989) pentru andezitele cuarțifere din: a) Munții Gutâi (grupul andezitelor „acide” și „bazice”); b) Munții Oaş. Simbolurile identice cu cele din Fig. 6.1a.

6.4. Considerații geochemice comparative între andezitele cuarțifere din Munții Oaş-Gutâi și alte vulcanite pannoniene din Munții Gutâi

Studiul comparativ al andezitelor cuarțifere cu celelalte vulcanite pannoniene din zona munților Oaş-Gutâi (vulcanite cu care andezitele cuarțifere sunt în relație directă sau prezintă chimism asemănător) evidențiază prezența unor asemănări sau deosebiri în ceea ce privește comportamentul elementelor minore și a pământurilor rare. În toate cazurile se constată forma similară a curbelor de variație în diagramele elementelor minore normalizate la N-MORB, cu anomalii negative pentru Nb, Ta și Ti și respectiv, pozitive pentru Rb, U, K și Pb.

Valorile pentru elementele minore și pentru pământurile rare sunt asemănătoare, dar în cazul unor vulcanite pannoniene se constată valori ușor mai ridicate pentru o parte din elemente, comparativ cu andezitele cuarțifere.

CAP. 7. PETROGENEZA ANDEZITELOR CUARȚIFERE PANNONIENE

Studiul mineralogic al andezitelor cuarțifere din zona Munților Oaș-Gutâi, axat în special pe chimismul mineralelor, precum și studiul geochimic, bazat pe analize de elemente majore, minore și pământuri rare au pus în evidență o serie de trăsături tipice rocilor magmatice generate în zonele de subducție, respectiv caracterul calco-alkalin, îmbogățirea semnificativă în elemente litofile Ba, Rb, Sr, K, Pb, U, Th și pământuri rare ușoare (LREE), precum și sărăcirea în Nb și Ta (HFSE).

Generarea magmelor în zonele de subducție are loc în mantaua astenosferică de deasupra plăcii subduse numită până de manta („mantle wedge”, Gill, 1981). Natura sursei magmelor parentale pentru andezitele cuarțifere poate fi considerată de tip NMORB. Rapoartele mici de U/Th, conținuturile ridicate de Th (Fig. 7.1) și valorile ridicate pentru raportul Th/Ce pentru andezitele cuarțifere din Munții Oaș-Gutâi sugerează o contribuție redusă a fluidelor și respectiv ridicată a sedimentelor din placa subdusă (Hawkesworth *et al.*, 1997). De asemenea, implicarea în măsură mai mare a sedimentelor subduse este indicată de variația Th/La versus Sm/La (Kimura și Yoshida, 2006).

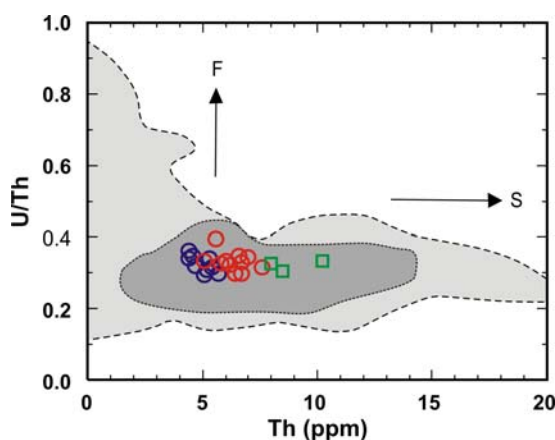


Fig. 7.1. Diagrama de variație U/Th versus Th pentru andezitele cuarțifere din Munții Oaș-Gutâi. Câmpul gri închis reprezintă vulcanitele din Munții Gutâi (din Kovacs, 2002) iar câmpul gri deschis reprezintă vulcanitele din arcurile insulare active (din Hawkesworth *et al.*, 1997). F - fluide din placa subdusă; S - sedimente subduse. Simbolurile identice cu cele din Fig. 6.1a.

O serie de alte procese care pot fi descifrate pe baza particularităților de ordin mineralogic și geochimic sunt procesele care au loc în camerele magmatice crustale, acestea fiind reprezentate în principal prin cristalizare fracționată, asimilare crustală (De Paolo, 1981) și amestec de magme (magma mixing).

Prezența proceselor de cristalizare fracționată în diferențierea magmatică este atestată de:

- Zonarea normală a feldspaților plagioclazi în care se constată scăderi ale An de la 70-85% în nucleu, la 25-30% în zonele marginale ale fenocristalelor;

- Corelațiile pozitive, respectiv negative a elementelor majore cu indici de diferențiere (SiO_2 și MgO), precum și a elementelor minore cu indici de diferențiere (SiO_2 și Rb); scăderea conținuturilor de TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO și CaO odată cu creșterea conținuturilor de SiO_2 se datorează fracționării mineralelor fero-magneziene, în special piroxeni, a plagioclazilor calcici și a oxizilor de Fe-Ti, în timp ce scăderea evidentă a conținutului de V poate fi pusă pe seama fracționării intense a piroxenilor;

- Corelația pozitivă dintre Ba, La și Th pe de o parte și Zr pe de altă parte (Toothill *et al.*, 2007) sau corelația pozitivă dintre Sm și La (Zelmer *et al.*, 2003);

- Variația pământurilor rare în diagramele de normalizare la chondrite și a elementelor incompatibile în diagramele normalizate la N-MORB: anomaliile negative ale Eu care atestă procese de fracționare a plagioclazilor și anomaliile negative de Ti care indică fracționarea puternică a oxizilor de Fe-Ti (Ti-magnetit, ilmenit).

Informații referitoare la implicarea proceselor de asimilare la nivelul camerelor magmatice din crusta superioară, asociate cristalizării fracționate (proces de tip AFC - De Paolo, 1981) sunt furnizate de:

- Creșterea rapoartelor dintre elementele incompatibile crustale (K și Rb) și cele caracteristice zonelor sursă (Nb și Zr) datorită asimilării crustale; astfel, corelația pozitivă dintre K/Nb sau Rb/Nb și SiO_2 , precum și dintre Rb/Nb cu SiO_2 , atestă asimilări crustale asociate cristalizării fracționate;

- Variația tipică proceselor de asimilare – cristalizare fracționată (AFC) pentru probele din andezitele cuarțifere în unele diagrame discriminante în care sunt proiectate rapoartele diverselor elemente ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ și Rb/Sr versus Rb/Zr, în acord cu Hunter și Blake, 1995; Seghedi *et al.*, 2004; Fig. 7.2).

Dovezi privind prezența proceselor de amestec al magmelor în camerele crustale sunt furnizate de chimismul mineralelor, în special al feldspaților plagioclazi și al piroxenilor, precum și de aspectele texturale ale acestora:

- Prezența zonărilor inverse în cadrul feldspaților plagioclazi și a numeroaselor zone de recurență cu variații foarte mari ale conținutului de An (30-35%) care indică schimbarea compoziției magmei prin reumplerea camerelor magmatice cu topituri mai bazice și mai

fierbinți și amestecul acestora cu magma inițială (Nelson și Montana, 1992; Singer *et al.*, 1995; Clyne, 1999);

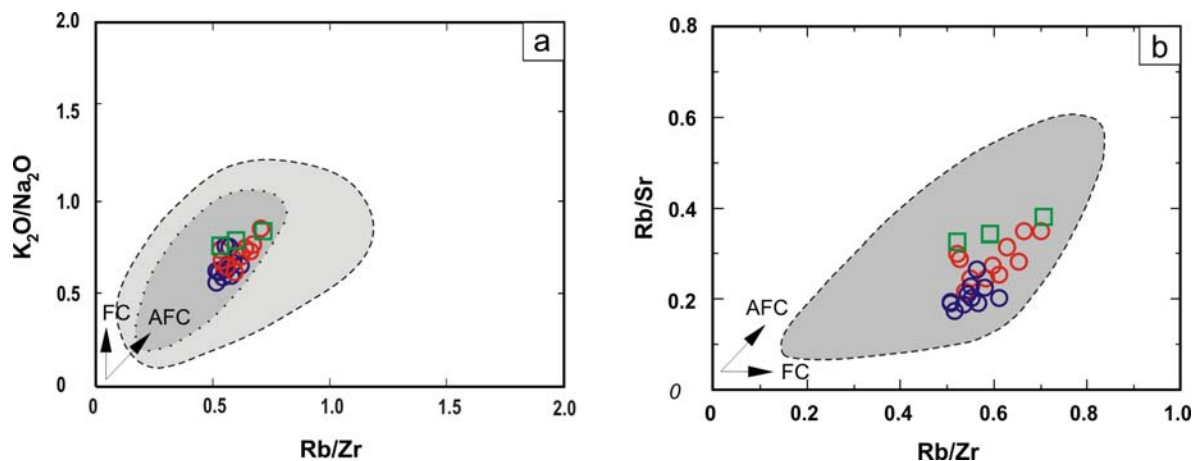


Fig. 7.2. Diagrama de variație Rb/Zr versus K_2O/Na_2O (a) și Rb/Sr (b) pentru andezitele cuarțifere din Munții Oaș-Gutâi. Câmpul gri închis reprezintă vulcanitele din Munții Gutâi (din Kovacs și Fülöp, 2007) iar câmpul gri deschis corespunde vulcanitelor calco-alcaline intermediare din regiunea Carpato-Pannonică (din Seghedi *et al.*, 2004). Simbolurile identice cu cele din Fig. 6.1a.

Prezența nucleelor corodate și a zonelor de tip „sieved textures” în fenocristalele de plagioclazi care se datorează dezechilibrului chimic cristal-topitură apărut ca urmare a modificării compoziției magmei inițiale prin amestec cu alte magme, precum și a fluctuațiilor de temperatură și presiune (Tepley III, 1999; Seaman, 1999);

- Prezența zonărilor oscilatorii recurente și a zonărilor inverse în cazul piroxenilor, ceea ce sugerează schimbarea condițiilor de cristalizare (P, T, chimism) prin amestec de magme;

- Prezența cristalelor de cuarț cu contur rotunjit cu margini resorbite, uneori chiar cu aspect scheletiform, precum și prezența coroanelor de piroxeni în jurul cristalelor de cuarț din andezitele cuarțifere „bazice”, care sunt tipice amestecului de magme. Aceste aspecte caracteristice pe care le îmbracă cristalele de cuarț sugerează faptul că ele reprezintă xenocristale preluate dintr-o magmă acidă, mai diferențiată, în care s-au format inițial.

Prezența fenocristalelor de cuarț alături de fenocristalele de piroxeni cu număr magnezian (Mg#) ridicat și de plagioclazi cu conținut ridicat de An, dovedește amestecul de magme cu compoziții diferite (Nixon, 1988; Clyne, 1999; Murphy *et al.*, 2000) și caracterul hibrid al magmelor din care s-au format andezitele cuarțifere.

CONCLUZII

Complexul andezitelor cuarțifere din Munții Oaș-Gutâi reprezintă o etapă distinctă în evoluția vulcanismului neogen din zonă. Datele mineralogice și geochimice, evidențiate pe baza analizelor de microsondă și a analizelor de elemente majore, minore și pământuri rare, au permis conturarea unor importante caracteristici ale acestor roci:

- Zonarea oscilatorie, normală și inversă, a feldspaților plagioclazi cu recurențe frecvente și texturi de tip „sieves”;
- Zonarea normală și inversă a ortopiroxenilor (enstatit și ferrosilit) și clinopiroxenilor (augit și diopsid);
- Prezența amfibolului magmatic (magnezio-hornblendă);
- Prezența xenocristalelor de cuarț rotunjite și frecvent corodate, uneori cu coroane de reacție constituite din piroxeni;
- Definierea rocilor din cadrul complexului andezitelor cuarțifere ca andezite bazaltice, andezite și dacite pe baza diagramei de clasificare TAS;
- Caracterul calco-alkalin al magmelor generatoare și caracterul mediu-K al andezitelor cuarțifere;
- Îmbogățirea în elementele incompatibile Rb, Ba, Th, U și K (LILE) și sărăcirea în Nb și Ta (HFSE);
- Îmbogățirea în pământuri rare ușoare (LREE) și prezența anomaliilor negative a Eu;

Toate particularitățile evidențiate în cadrul rocilor din complexul andezitelor cuarțifere sunt similare cu cele ale rocilor vulcanice calco-alkaline formate în zonele de subducție. Natura sursei magmei poate fi considerată de tip NMORB, influențată în mare măsură de către componenții sedimentelor din placa subdusă comparativ cu fluidele eliberate din aceasta.

Cele mai importante procese petrogenetice implicate în evoluția magmelor parentale care au dat naștere rocilor din complexul andezitelor cuarțifere au fost cristalizarea fracționată, asociată cu asimilarea crustală și amestecul de magme.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoş, M., Lang, B., Peltz, S., Stan, N. (1973). Volcanisme neogene des Monts Gutâi. *Rev. Roum. Géol.*, 17(1), 81-93.
- Cawthorn, R.G., Collerson, K.D. (1974). The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric content from electron microprobe analyses. *Amer. Mineral.*, 59, 1203-1208.
- Cioflică, Gr. (1956). Studiul geologic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Băița (Baia Mare). *An. Univ. Parhon, St. Nat.*, 11, 233-251.
- Clynne, M.A. (1999). Complex magma mixing origin for multiple volcanic lithologies erupted in 1915, from Lassen Peak, California. *J. Petrol.*, 40, 105-132.
- Csontos, L. (1995). Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. *Acta Vulcanol.*, 7, 1-13.
- Csontos, L., Nagymarosy, A. (1998). The mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversion. *Tectonophysics*, 297, 51-71.
- Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., Kovác, W. (1992). Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics*, 208, 221-241.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1992). An introduction to Rock Forming Minerals-2nd Edition. *Longmans Group Ltd., London*, 696 p.
- De Paolo, J.D. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrocks assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 189-202.
- Dimitrescu, R. (1954). Cercetări geologice în regiunea Capnic-Jereapăn (Baia Mare). *D.S. Com. Geol.*, XXXVIII, 4-8.
- Edelstein, O., Iştván, D., Bernad, A., Kovacs, M., Stan, D., Catrina, F. (1982). Probleme actuale și de perspectivă ale prospecțiunilor geologice din munții Oaş-Țibleş. *Vol. Carpații Orientali, Simp. Geol. I*, 205-219, Gheorgheni.
- Edelstein, O., Răduț, M., Istvan, D., Kovacs, M., Bernad, A., Gabor, M., Haranth, G. (1987). Intrusive bodies in the Oaş-Văratec Mountains and their relations to volcanic and to non-ferous mineralizations. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73(1), 67-79.
- Edelstein, O., Bernad, A., Kovacs, M., Crihan, M., Pécskay, Z. (1992a). Preliminary data regarding the K-Ar ages of some eruptive rocks from Baia Mare Neogene volcanic zone. *Rev. Roum. Géol.*, 36, 45-60.
- Edelstein, O., Iştván, D., Kovacs, M., Bernad, A., Stan, D., Iştván, E., Gabor, M., Balint, B., Haranth, G., Vârşescu, I. (1992b). Donnees preliminaires concernant la constitution geologique de la zone Săpânța-Valea Brazilor (Monts de Igriş). *Rom J. Petrol.*, 75, 131-143.
- Edelstein, O., Pécskay, Z., Kovacs, M., Bernad, A., Crihan, M., Micle, R. (1993). The age of the basalts from Firiza zone, Igriş Mts., East Carpathians, Romania. *Rev. Roum. Geol.*, 37, 37-41.
- Fülöp, A. (2001). A paleocaldera, source of 15.4 Ma rhyolitic ignimbrites from Gutai Mts, Eastern Carpathians, Romania. *European Science Foundation Project "Pannonian Basin, Carpathian and Dinaride System - PANCARDI", Geological Meeting on Dynamics of Ongoing Orogeny*, Abstracts, p. CO-6, Sopron.
- Fülöp, A. (2002). Facies analysis of the volcanoclastic sequence built up above the 15.4 Ma rhyolitic ignimbrites from Gutai Mts., Eastern Carpathians. *Studia Univ. Babeş-Bolyai, Geol.*, Special issue, 1, 199-206.

- Fülöp, A. (2003). Debutul vulcanismului în munții Gutâi. Reconstituiri paleovulcanologice și paleosedimentologice. *Edit. Dacia, Cluj-Napoca*, 134 p.
- Fülöp, A., Crihan, M. (2002). Badenian and Sarmatian acidic vulcanoclastics of pyroclastic origin from Oaș Mts., Eastern Carpathians (Northwestern România). *Rev. Roum. Géol.*, 46, 61-72.
- Fülöp, A., Kovacs, M. (1996). Pannonian acid volcanism in Gutâi Mts. (East Carpathians, Romania). Volcanological features, magmatological and tectonical significance. In „Plate tectonic aspects of the alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan region” UNESCO-IGCP Project 356, *Proceed. annual meeting*, vol. 2, 57-67, Sofia.
- Fülöp, A., Kovacs, M., Damian, F. (1991). Contributions to the petrographical study of the rhyodacitic Badenian volcano-sedimentary formation from the Purcăreț and Puturoasa zones (Gutâi Mountains). In „The volcanic tuffs from the Transilvanian Basin, Romania”, *Cluj-Napoca University, Geology-Mineralogy Department Special Issues*, 245-251, Cluj-Napoca.
- Gill, J.B. (1981). Orogenic andesites and plate tectonics. *Springer Verlag, New York*, 370 p.
- Giușcă, D. (1960). The adularisation of the volcanics from the Baia Mare region. *Stud. Cerc. Geol.*, V (3), 499-507.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S., Peate, D., McDermot, F., van Calsteren, P. (1997). Elemental U and Th variation in island arc rocks: implication for U-series isotopes. *Chem. Geol.*, 139, 207-221.
- Hunter, A. G., Blake, S. (1995). Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic-calc-alkaline series: Towada volcano, Japan. *J. Petrol.*, 36, 1579-1605.
- Ianovici, V., Giușcă, D., Manilici, V., Gherasi, N., Jude, R., Gheorghită, I., Dimitrescu, R. (1961). *Ghidul excursiilor. A - Baia Mare, Asoc. Geol. Carp.-Balc. (Congr. al V-lea)*, 55 p., București
- Jurje, M., Ionescu, C., Hoeck, V. (2010) Neogene quartz andesites from the Oaș-Gutâi Mts. (Romania): new geochemical data. *Acta Mineral. Petrogr.*, 6, p. 520.
- Jurje, M., Ionescu, C., Hoeck, V., Kovacs, M. (2011). New geochemical data on Neogene quartz andesites from the Oaș-Gutâi Mts., Eastern Carpathians, Romania (*in review*).
- Jurje, M., Ionescu, C., Hoeck, V., Kovacs, M. (2011). Mineral chemistry of plagioclases from quartz andesites in Oaș-Gutâi Mts. (*in prep.*)
- Kimura, J.I., Yoshida, T. (2006). Contributions of slab fluid, mantle wedge and the crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc. *J. Petrol.*, 47 (11), 2185-2232.
- Kovacs, M. (2002). Petrogeneza rocilor magmatice de subducție din aria central-sud-estică a munților Gutâi. *Edit. Dacia, Cluj-Napoca*, 201 p.
- Kovacs, M., Fülöp, A. (2002). Neogene volcanism in Oaș Mts., Eastern Carpathians, Romania. *Geol. Carpath.*, 53, 208-210.
- Kovacs, M., Fülöp, A. (2003). Neogene volcanism in Gutâi Mts. (Eastern Carpathians). A review. *Studia Univ. Babeș-Bolyai, Geol.*, XLVIII (1), 3-16.
- Kovacs, M., Fülöp, A. (2010b). Mixing and mingling processes in the Neogene volcanic rocks from Gutâi Mts. (NW Romania). *Conferința Națională a SGR București, Abstracts Vol.*, CD-ROM.
- Kovacs, M., Edelstein, O., Iștvan, D. (1987a). Andezitele din Munții Oaș-Țibleș: considerații privind definirea și clasificarea lor pe baza datelor petrochimice. *Stud. Cerc. Geol.*, 32, 12-24.

- Kovacs, M., Edelstein, O., Iştván, D., Pop, N., Bernad, A., Stan, D. (1987b). Date petrologice asupra corpurilor intruzive din partea de sud-est a lanţului vulcanic neogen Oaş-Țibleş (între valea Firiza și Botiza). *D.S. Inst. Geol. Geof.*, 72-73(1), 97-119.
- Kovacs, M., Edelstein, O., Iştván, D., Grabari, G., Stoian, M., Popescu, Gh. (1992). Distribution of REE, K, Rb, Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the Neogene andesites of the Igriş-Văratec (Gutâi) Mountains. *Rom. J. Petrol.*, 75, 145-159.
- Kovacs, M., Pécskay, Z., Edelstein, O., Crihan, M., Bernad, A., Gabor, M. (1995). The evolution of the magmatic activity in the Poiana Botizei-Țibleş area; a new approach based on radiometric datings. Mineralogical Society of Romania - Third symposium on Mineralogy, Abstracts vol., *Rom. J. Mineral.*, 77 (1), p. 25.
- Kovacs, M., Pécskay, Z., Crihan, M., Edelstein, O., Gabor, M., Bernad, A. (1997a). K-Ar study of neogene volcanic rocks from the Oaş Mts. (East Carpathians, Romania), *Rev. Roum. Géol.*, 41, 19-28.
- Kovacs, M., Edelstein, O., Gabor, M., Bonhomme, M., Pécskay, Z. (1997b). Neogene magmatism and metallogeny in Oaş-Gutâi-Țibleş Mts.; a new approach based on radiometric datings. *Rom. J. Miner. Dep.*, 78, 35-45.
- Kovacs, M., Fülöp, A., Cook, N.J., Kovacs-Palfy, P., Pécskay, Z. (2010a). Magma mingling and mixing as key processes in the petrogenesis of the Laleaua Albă Neogene composite igneous complex, Gutâi volcanic zone, Northern Romania. *Acta Mineral. Petrogr.*, 6, p. 520.
- Kovacs, M., Pécskay, Z., Fülöp, A., Jurje, M., Edelstein, O. (2010b). Time and space distribution of the Neogene intrusive magmatism from Oaş-Gutâi Mts., Eastern Carpathians, Romania. *Geologica Balcanica*, 39 (1-2), 214-215.
- Kovács, S. (1982). Problems of the "Pannonian Median Massif" and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic–Early Mesozoic isotopic zones. *Geol. Rund.*, 71 (2), 617-639.
- Lang, B., Edelstein, O., Steinitz, G., Kovacs M., Halga S. (1994). Ar-Ar dating of adularia - a tool in understanding genetic relation between volcanism and mineralization: Baia Mare area (Gutâi Mountains), northwestern România. *Econ. Geol.*, 89, 174-180.
- Leake, B.E. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical association, commission on new minerals and minerals names. *Can. Mineral.*, 35, 219-246.
- Le Maître, R.W., Bateman P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B. (1989). A classification of igneous rocks and a glossary of terms. *Blackwell, Oxford*, 193 p.
- Lexa, J., Konečný, V. (1998). Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. In: Rakus, M. (Ed.), *Geologic Development of the Western Carpathians. GSSR, Bratislava*, p. 219– 240.
- Márton, E., Pogác, P., Túnyi, I. (1992). Paleomagnetic investigations on Late Cretaceous-Cenozoic sediments from the NW part of the Pannonian Basin. *Geol. Carpath.*, 43, 363-369.
- Mason, P.R.D., Seghedi, I., Szakacs, A., Downes, H. (1998). Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the Eastern Carpathians, Romania. *Tectonophysics*, 297, 157-176.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxene. *Can. Mineral.*, 27, 143-156.

- Murphy, M.D., Sparks, R.S.J., Barclay, J., Carroll, M.R., Brewer, T.S. (2000). Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *J. Petrol.*, 41, 21-42.
- Nelson, S.T., Montana, A. (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by decompression. *Amer. Mineral.*, 77, 1242-1249.
- Nemčok, M., Pospisil, L., Lexa, J., Donelik, R.A. (1998). Tertiary subduction and slab breakoff model of the Carpathian Pannonian region. *Tectonophysics*, 295, 307– 340.
- Nixon, T.G. (1988). Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccihuatl Volcano, Mexico: I. Disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma chamber process. *J. Petrol.*, 29, 213-264.
- Panaiotu, C., Pécskay, Z., Panaiotu, C.E. (1996). Which is the time of rotation? Review of paleomagnetic and K-Ar data from Romania. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Osterr.*, 41, p. 125.
- Pătrașcu, S., Panaiotu, C., Șeclăman, M., Panaiotu, C.E. (1994). Timing and rotational motions of Apuseni Mountains, Romania: paleomagnetic data from Tertiary magmatic rocks. *Tectonophysics*, 233, 163-176.
- Peresson, H., Decker, H. (1997). Far field effects of Late Miocene subduction in the Eastern Carpathians: E-W compression and inversion of structures in the Alpine-Carpatho-Pannonian region. *Tectonics*, 16, 38-56.
- Pécskay, Z., Edelstein, O., Kovacs, M., Bernad, A., Crihan, M. (1994). K-Ar age determination of Neogene volcanic rocks from the Gutâi Mts. (Eastern Carpathians, Romania). *Geol. Carpath.*, 45 (6), 357-363.
- Pécskay, Z., Edelstein, O., Seghedi, I., Szakacs, A., Kovacs, M., Crihan, M., Bernad, A. (1995a). K-Ar datings of Neogene-Quaternary calc-alkaline volcanic rocks in Romania. *Acta Vulcanol.*, 7, 53-62.
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakacs, A., Balogh, K., Seghedi, I., Konečný, V., Kovacs, M., Marton, M., Kaliciak, M., Szeky-Fux, V., Poka, T., Gyarmaty, P., Edelstein, O., Roșu, E., Zec, B. (1995b). Space and time distribution of Neogene - Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian region. *Acta Vulcanol.* 7, 15-29.
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakacs, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konečný, V., Zelenka, T., Kovacs, M., Poka, T., Fülöp, A. (2004). Geochronology of Neogene-Quaternary magmatism in the Carpathian-Pannonian Region. A review. *32nd Intern. Geol. Congr., Abstr.*, 2, p. 1245, Florence.
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakacs, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konečný, V., Zelenka, T., Kovacs, M., Poka, T., Fülöp, A., Marton, E., Panaiotu, C., Cvetković, V. (2006). Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area: a review. *Geol. Carpath.*, 57 (6), 511-530.
- Pécskay, Z., Seghedi, I., Kovacs, M., Szakács, A., Fülöp, A. (2009). Geochronology of the Neogene calc-alkaline intrusive magmatism in the "Subvolcanic Zone" of the Eastern Carpathians (Romania). *Geol. Carpath.*, 60 (2): 181-190.
- Rădulescu, D. (1958). Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistru (Baia Mare). *An. Com. Geol.*, XXXI, 151-260.
- Rădulescu, D., Borcoș, M. (1969). Aperçu général sur l'évolution du volcanisme néogène en Roumanie. *An. Com. Stat Géol.*, XXXVI, 177-193.
- Rădulescu, D., Săndulescu, M., Borcoș, M. (1993). Alpine magmatogenic map of Romania: an approach to the systematization of the igneous activity. *Rev. Roum. Géol.*, 37, 3-8.

- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.V., Doolan, B.L. (1981). Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrence and theory. *Rev. Mineral.*, 9B, 1-228.
- Sagatovici, A. (1968). Studiul geologic al părții de vest și centrale a Bazinului Oaș; *Stud. Tehn. Econ.*, 5, 7-146.
- Săndulescu, M. (1984). Geotectonica României. Ed. Tehn., 336 p., București.
- Săndulescu, M., Visarion, M., Stănică, D., Stănică, M., Atanasiu, L. (1993). Deep structure of the Inner Carpathians in the Maramureș-Tisa zone (East Carpathians). *Rom. J. Geophys.*, 16, 67-76.
- Seaman, S.J. (2000). Crystal clusters, feldspar glomerocrystals and magma envelopes in the Atascosa Lookout lava flow, Southern Arizona, USA: records of magmatic events. *J. Petrol.*, 41/5, 693-716.
- Seghedi, I., Balintoni, I., Szakács, A. (1998). Interplay of tectonics and Neogene post-collisional magmatism in the intracarpathian region. *Lithos*, 45, 483-499.
- Seghedi, I., Downes, H., Szakács, A., Mason, P.R.D., Thirlwall, M.F., Roșu, E., Pécskay, Z., Márton, E., Panaiotu, C. (2004). Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis. *Lithos*, 72, 117-146.
- Seghedi, I., Downes, H., Harangi, S., Mason, P.R.D., Pécskay, Z. (2005). Geochemical response of magmas to Neogene-Quaternary continental collision in the Carpathian-Pannonian region: A review. *Tectonophysics*, 410, 485-499.
- Singer, B.S., Dungan, M.A., Layne, G.D. (1995). Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K and profiles in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. *Amer. Mineral.*, 80, 776-798.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes. *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*, 42, 313-345.
- Szabó, Cs., Harangi, Sz., Csontos, L. (1992). Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. *Tectonophysics*, 208, 243-256.
- Tepley III, F.J., Davidson, J.P., Clynne, M.A. (1999). Magmatic interactions as recorded in plagioclase phenocrysts of Chaos Crags, Lassen Volcanic Center, California. *J. Petrol.*, 40 (5), 787-806.
- Tischler, M., Groger, H.R., Fugenschuh, B., Schmit, S.M. (2007). Miocene tectonics of the Maramures area (Northern Romania): implication for the Mid-Hungarian fault zone. *Intern. Jour. Earth Sci.*, 96, 473-496.
- Toothill, J., Williams, C.A., Macdonald, R., Turner, S.P., Rogers, N.W., Hawkesworth, C.J., Jerram, D.A., Ottley, C.J., Tindle, A.G. (2007). A complex petrogenesis for an arc magmatic suite, St Kitts, Lesser Antilles. *J. Petrol.*, 48 (1), 3-42.
- Wilson, M. (1989). Igneous Petrogenesis. *Wiley, London*, 466 p.
- Zellmer, G.F., Hawkesworth, C.J., Sparks, R.S.J., Thomas, L.E., Harford, C.L., Brewer, T.S., Loughlin, S.C. (2003). Geochemical evolution of the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, Lesser Antilles volcanic Arc. *J. Petrol.*, 44 (8), 1349-1374.