



ACADEMIA ROMÂNĂ
Școala de Studii Avansate a Academiei Române
Institutul de Geodinamică „Sabba S. Ștefanescu” al Academiei
Române

REZUMATUL TEZEI DE DOCTORAT

Reconstrucția vulcanologică 3D a lanțului vulcanic Călimani–Gurghiu–
Harghita (România) folosind metode combinate geologice și geo-spațiale
de înalta rezoluție (DEM)

CONDUCĂTOR DE DOCTORAT: Dr. Ioan SEGHEDI

DOCTORAND: Viorel MIREA

2025

Cuprins

Cuprins.....	3
Lista cu abrevieri și simboluri.....	1
1. Introducere.....	5
2. Stadiul actual al cunoașterii.....	9
2.1 Lanțului vulcanic Călimani–Gurghiu–Harghita.....	9
2.1.1 Contextul geologic în Carpații Orientali și a regiunii Carpato-Panonice.....	9
2.1.2. Distribuția spațială a rocilor magmatice din Carpații Orientali.....	11
2.1.3. Lanțul vulcanic Călimani - Gurghiu – Harghita(CGH).....	13
2.1.4. Evoluția modelelor geologice și geotectonice.....	16
2.1.5. Evoluția spațio-temporală a magmatismului Neogen - Cuaternar din Carpații Orientali cu conexiunile geodinamice.....	19
2.1.6. Evoluția geocronologică dată de vârste radiometrice.....	20
2.1.7.Controversa dintre vulcanismul post-colizional și Vulcanismul „retro-arc”(back-arc) în zona CGH.....	21
2.1.8. Considerente generale vulcano - tectonice.....	25
2.2 Stadiul actual al cunoașterii privind avalanșele de debrite.....	26
3. Metodologie și contribuții personale.....	31
3.1. Metodologie.....	31
3.2 Contribuții personale.....	33
3.2.1 Cercetări de teren efectuate în cadrul tezei.....	33
3.2.2 Realizarea Modelului Numeric de Teren - Digital Elevation Models (DEM) al lanțului vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita.....	35
3.2.3 Digitizarea hărților geologice.....	42
3.2.4 Realizarea bazei de date.....	43
3.2.5 Analiza Geo-spațială a depozitelor VDAD.....	45
3.2.6 Măsurarea parametrilor VDAD.....	51
3.2.7. Estimări ale volumului avalanșelor de debrite vulcanice din CGH.....	52
3.2.8. Reconstituirea structurii vulcanice fosile a vulcanul Fâncel-Lăpușna.....	58
4. Discuții despre concepte.....	63
4.1.Modele ale faciesurilor și structura vulcanilor; Recunoașterea genetică a formațiunilor vulcanoclastice (depozite de avalanșe de debrite sau depozite de curgeri de debrite).....	63
5. Rezultate.....	66
5.1 Harta morfologică.....	66
5.2 Hărțile de detaliu ale depozitelor VDAD din lanțul CGH.....	67
5.2.1 Depozitul VDAD Călimani Vest al vulcanului Călimani.....	67
5.2.2 Depozitul VDAD Călimani Est al vulcanului Călimani.....	67
5.2.3 Depozitul VDAD asociat vulcanului Fâncel-Lăpușna.....	69
5.2.4 Depozitele VDAD asociate vulcanilor Ostoros și Ivo-Cocoizaș.....	71
5.2.5 Depozitul VDAD asociat vulcanului Vârghiș.....	73
5.2.6 Depozitul VDAD asociat vulcanului Luci-Lazu.....	75
5.2.5 Depozitul VDAD asociat vulcanului Pilișca.....	75
5.3 Caracteristicile morfologice a depozitelor de avalanșe de debrite vulcanice.....	76
5.4 Harta geologică actualizată.....	77
6. Concluzii.....	79

Anexe Noțiuni Teoretice.....	81
Anexa 1.....	81
A1-1 Noțiuni teoretice despre modelul de elevație digitală(extras din Wilson 2013)	81
A1-2 Noțiuni teoretice - Crearea unui DEM prin interpolare Kriging în QGIS.....	82
Anexa 2 Parametri descriptivi ai Depozitelor de Avalanșe de Debride.....	84
Anexa 3 QGIS Metodă de calcul a volumelor.....	87
Anexa 4 Metodă de vizualizare 3D în QGIS.....	89
Anexe Grafice și Materiale suplimentare.....	90
Anexa 5 Harta geologică a lanțului vulcanic CGH.....	90
Anexa 6 Harta geologică din 2017 a lanțului vulcanic CGH.....	91
Anexa 7 Puncte x, y, z georeferențiate.....	92
Anexa 8 DEM după interpolare.....	93
Anexa 9 Parametri DEM.....	94
Anexa 10 DEM cu relief umbrat (hillshade).....	95
Anexa 11 DEM cu pseudo-colorare.....	96
Anexa 12 Baza de date geochimice.....	97
Anexa 13 Baza de date geocronologice.....	106
Anexa 14 Depozitele de VDAD asociate vulcanului Călimani în vedere 3D.....	114
Anexa 15 Depozitul de VDAD asociat vulcanului Fâncel-Lăpușna în vedere 3D...	116
Anexa 16 Depozitele VDAD asociate vulcanilor Ostoros și Ivo-Cocoizaș în vedere 3D	117
Anexa 17 Depozitul de VDAD asociat vulcanului Vârghiș în vedere 3D.....	119
Anexa 18 Depozitul de VDAD asociate vulcanului Luci-Lazu în vedere 3D.....	120
Anexa 19 Depozitul VDAD asociat vulcanului Pilișca în vedere 3D.....	121
Anexa 20: Profile prin vulcanul Fâncel-Lăpușna.....	122
Anexa 21 Harta cu sectoare de calcul al volumului VDAD Călimani Est.....	123
Anexa 22 Harta cu sectoare de calcul al volumului VDAD Călimani Vest.....	126
Anexa 23 Harta cu sectoare de calcul al volumului VDAD Fâncel-Lăpușna.....	129
Anexa 24 Harta cu sectoare de calcul al volumului VDAD Ostoros.....	133
Anexa 25 Harta cu sectoare de calcul al volumului VDAD Ivo Cocoizaș.....	134
Anexa 26 Harta cu sectoare de calcul al volumului VDAD Vârghiș.....	135
Anexa 27 Harta cu sectoare de calcul al volumului VDAD Luci-lazu.....	138
Anexa 28 Harta cu sectoare de calcul al volumului VDAD Pilișca.....	140
Anexa 29 Anexe digitale scene 3D digitale a CD.....	141
Anexa 30.....	142
Glosar de termeni Vulcanologici.....	143
Bibliografie.....	151

1. Introducere

Scopul tezei a fost de a îmbunătăți cunoștințele noastre despre lanțul vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita (CGH) prin crearea unei reconstrucții spațiale (3D) complete a acestuia. Obiectivul a fost realizarea interpretării tridimensionale a hărții geologice utilizând „GIS” pentru vulcanismului Neogen Cuaternar din lanțul vulcanic CGH (Carpații Orientali), cel mai lung lanț vulcanic din Europa (ca 160 km) ([Szakács and Seghedi, 1995](#)). Investigațiile geologice legate de lanțului vulcanic CGH au identificat pe lângă modele vulcanologice faciale și formațiuni voluminoase de depozite de tip avalanșa de debrite vulcanice („debris-avalanche”) ([Szakács și Seghedi, 2000](#); [Seghedi et al., 2023b](#)), care au constituit o importantă provocare pentru studiile vulcanologice a ariilor vulcanice din România. Abordarea cu ajutorul DEM oferă rezultate mai bune decât cele obținute de studiile anterioare, subliniind, de exemplu, că edificiile vulcanice sunt puternic sau moderat erodate în nord și progresiv mai bine conservate spre sud (de exemplu [Mirea et al., 2021](#)).

Structura tezei cuprinde o prezentare a contextului geografic și geologic al lanțului CGH, o trecere în revistă a stadiului actual al cunoașterii, precum și contribuțiile personale privind metodologia și etapele studiului. Resursele fundamentale, precum DEM-ul, harta geologică digitală și baza de date asociată, au fost folosite pentru modelarea și evidențierea depozitelor VDAD, actualizând harta geologică a lanțului și oferind o bază solidă pentru cercetări viitoare.

Noutatea tezei constă în utilizarea interdisciplinară a modelării 3D conjugate cu observații de teren și metode moderne de cercetare geologică. Se recomandă continuarea cercetărilor pentru realizarea hărților de detaliu ale structurilor vulcanice individuale și extinderea modelării pentru procesele erozionale și evoluția munților Călimani.

2. Stadiul actual al cunoașterii

2.1 Lanțului vulcanic Călimani–Gurghiu–Harghita

În cadrul acestui capitol trecem în revistă :

- Poziția geografică
- Contextul regional al Carpaților și a regiunii Carpato-Panonică;
- Evoluția conceptelor despre magmatismul Neogen - Cuaternar din Carpații Orientali;
- Modelul de evoluție geodinamică în contextul „Vulcanismului post-colizional”;
- Stadiul actual al cunoașterii privind prezența depozitelor de avalanșe de debrite vulcanice în lanțului vulcanic Călimani–Gurghiu–Harghita.

2.1.1 Contextul geologic în Carpații Orientali și a regiunii Carpato-Panonică

Lanțul vulcanic Călimani–Gurghiu–Harghita este poziționat geografic în partea central estică a României și este mărginit la Vest de Bazinului Transilvaniei și la Est de către catena Dacidelor Mediane din Carpații Orientali. La Nord este mărginit de către Munții Rodna-Bârgău și la sud de către Munții Perșani și bazinul Brașovului, și are o lungimea de ~160 km și o suprafață de ~5000 km². (Figura 1). Între lanțul vulcanic CGH și catena Dacidelor Mediane sunt situate bazinele intramontane Gheorgheni (drenat de râul Mureș către Nord și traversează lanțul CGH între vulcani Călimani și Fâncel-Lăpușna) și Ciuc (drenat de râul Olt către Sud)(Figura 1 și 2) ([Săndulescu 1984](#)).

Vulcanismul Neogen-Cuaternar din Carpații Orientali este din punct de vedere compozițional un magmatism subcalcin/alcalin și are o contribuție importantă la arhitectura geologică actuală a centurii orogenetice Carpatice și a bazinelor sedimentare asociate (de exemplu, sistemele de bazine Panonic și Transilvan) care alcătuiesc regiunea Carpato-Panonică (CPR) ([Seghedi et al., 2004a](#)).

Lanțul magmatic al Carpaților Orientali este o regiune care, în timpul Cenozoicului, a fost caracterizată de o istorie geodinamică și magmatică complexă și care încă rămâne controversată ([Seghedi și Downes, 2011](#); [Carminati et al., 2012](#)). Carpații Orientali reprezintă o zonă arcuită de pânze cutate cu un transport tectonic variabil spre N, NE, E, SE și S, mărginit de bazinele Panonic și Transilvan partea vestică ([Săndulescu, 1984](#)).

Bazinul Transilvaniei a cunoscut o extensie minoră a crustei superioare în Miocenul mediu, iar în Miocenul târziu crusta a fost afectată de procese de contracție la scară mică și de diapire de sare de mică adâncime (Krézsek și Bally, 2006; Mațenco et al., 2010). Evoluția geodinamică cenozoică a zonei Carpato-Panonică este legată de subducția direcționată V-SV-S a unei plăci de crustă oceanică (sau a uneia continentale subțiate) (Carpathian Embayment Ocean), urmată de o coliziune continent-continent apărută de-a lungul marginii sud-vestice a plăcii Est-Europene. Astfel de subducție a fost, probabil, consecința expulzării laterale a Alpilor sudici în urma coliziunii cu marginea nordică a micro-plăci Adriatice (de exemplu Carminati et al., 2012; Csontos et al., 1992; Handy et al., 2010).

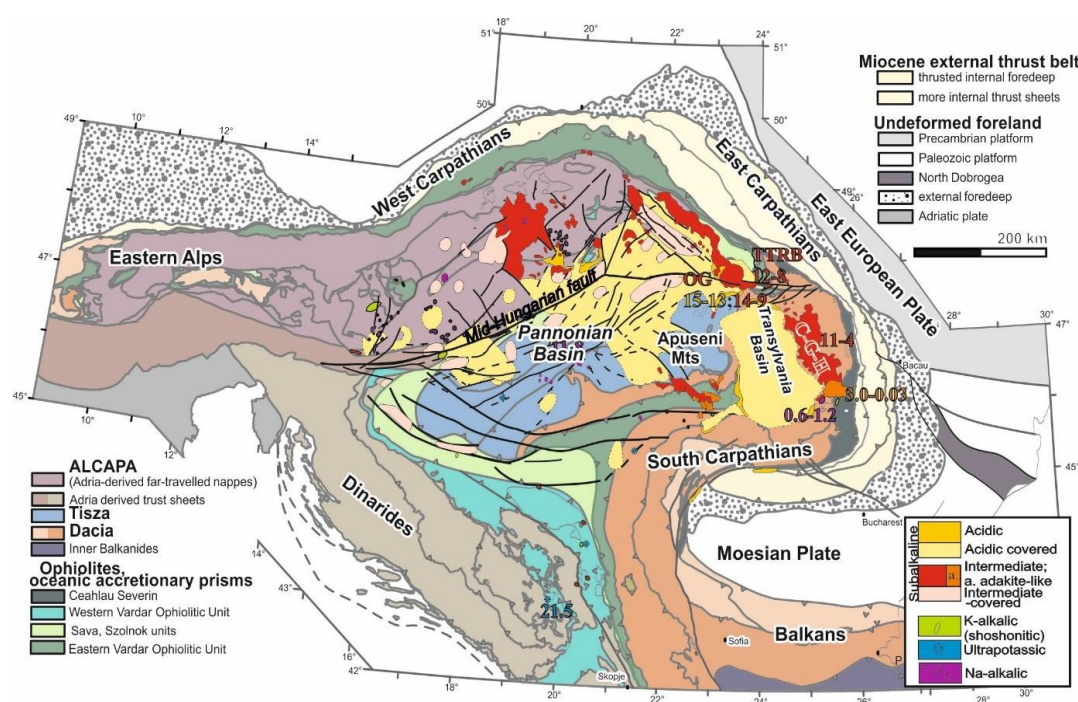


Figura 1: Magmatismului Neogen - Cuaternar în cadrul regiunii Carpato-Panonică (după Seghedi et al., 2023)

2.1.2. Distribuția spațială a rocilor magmatice din Carpații Orientali

Magmatismului Neogen - Cuaternar din Carpații Orientali (Figura 1) este grupat, în următoarele zone principale de la nord la sud:

- zona vulcanică Oaş – Gutâi (OG);
- zona subvulcanică Țibleș - Toroioaga - Rodna – Bârgău (TTRB);
- zona lanțului vulcanic Călimani - Gurghiu – Harghita. (CGH)

- zona vulcanismului monogenetic al Munților Perșani (MP)

Activitatea magmatică din Carpații Orientali poate fi împărțită temporal în trei etape:

1) o etapă în Miocenul inferior-mijlociu cu un vulcanism în principal acid, cu erupția de tufuri și ignimbrite de tip acid calco-alkalin în partea de Nord a Bazinului Transilvaniei (Szakács *et al.*, 2012; Lukács *et al.*, 2015).

2) o etapă din Miocenul mijlociu până în Pliocen, cu un vulcanism caracterizat în principal de lave și corpuri subvulcanice de tip calco-alkalin intermediar, ce a generat stratovulcani de-a lungul arcului Carpaților Orientali, incluzând zonele Călimani, Gurghiu și Harghita (Seghedi *et al.*, 2004a).

3) o etapă din Pliocen până în Pleistocen, cu erupții de lave de tip adakitit și lave de tip potasice și sodice alcalin în extremitatea sud-estică a Bazinului Transilvaniei de Est (Mason *et al.*, 1998; Seghedi *et al.*, 2011).

2.1.3. Lanțul vulcanic Călimani - Gurghiu – Harghita (CGH)

Zona Călimani - Gurghiu – Harghita (Figura 2 și 3) este cea mai importantă arie vulcanică a Carpaților Orientali; este un lanț vulcanic continuu cu o lungime de 160 km și reprezintă cel mai tânăr segment al acestei arii. Prezintă o descreștere a înălțimii și volumului de la N spre S (Szakács și Seghedi, 1995).

Din punct de vedere geografic, este împărțit în patru sectoare distincte: Călimani, Gurghiu, Harghita de Nord și Harghita de Sud. Activitatea vulcanică a dus la formarea unor stratovulcani, dând naștere unui lanț vulcanic în care edificiile vulcanice sunt alăturate și parțial suprapuse, înconjurată de depozite vulcanoclastice (Szakács și Seghedi, 1995).

La câțiva dintre vulcanii compuși au avut loc prăbușiri de edificii și au fost asociate depozite de avalanșe de debrite aferente și sunt prezente în toate segmentele lanțului CGH cu extinderi variabile (Seghedi *et al.*, 2023b).

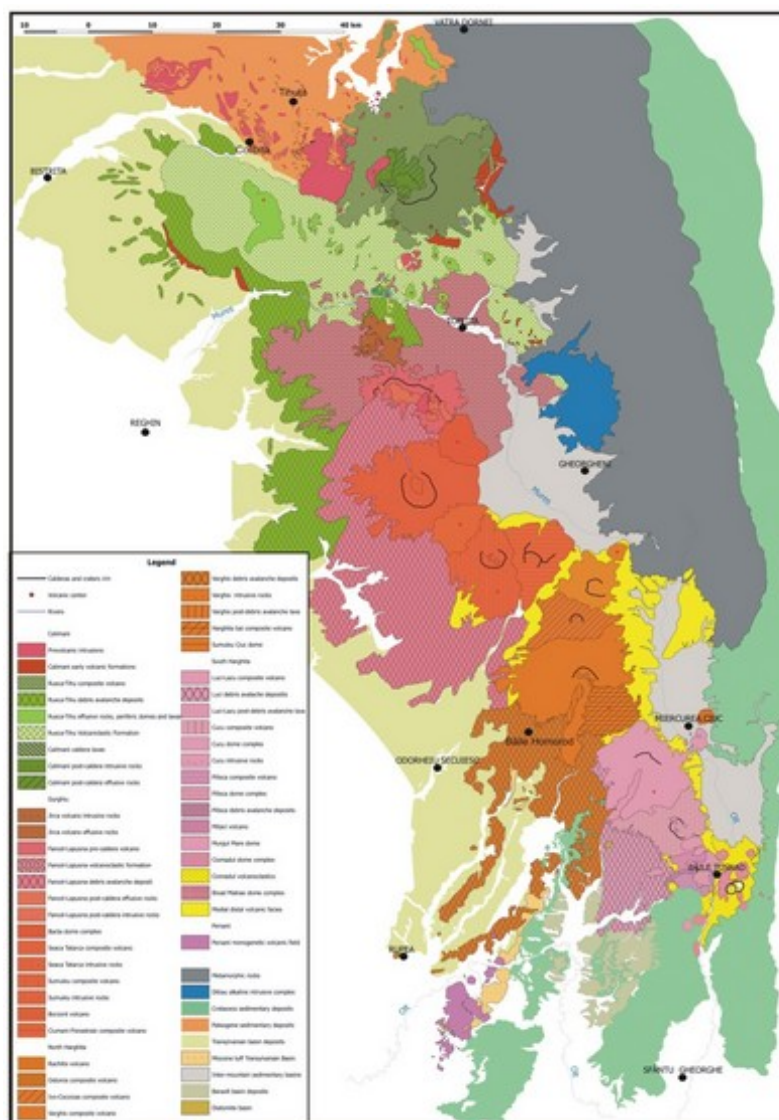


Figura 2: Harta geologică din 2017 a Lanțului vulcanic Călimani–Gurghiu–Harghita (după [Seghedi et al., 2017](#)).

Munții Călimani reprezintă sectorul vulcanic cel mai vechi, și cel mai complex. Edificiul vulcanic cel mai cunoscut este caldera Călimani care ocupă aproape o treime din acest sector ([Seghedi, 1987](#)). În Munții Gurghiu există șase stratovulcani: Jirca, Fâncel-Lăpușna, Seaca-Tătarca, Borzont, Șumuleu, Ciumani-Fierăstraie ([Szakács și Seghedi, 1995](#)). În sectorul Harghita Nord sunt cuprinse următoarele edificii vulcanice Răchitiș, Ostoros, Ivo-Cocoizaș, Vârghiș, și în sectorul Harghita Sud există următoarele edificii Șumuleu-Ciuc, Luci-Lazu, Cucu, Pilișca, Ciomadul, Bicsad-Malnaș ([Szakács și Seghedi, 1995](#)).

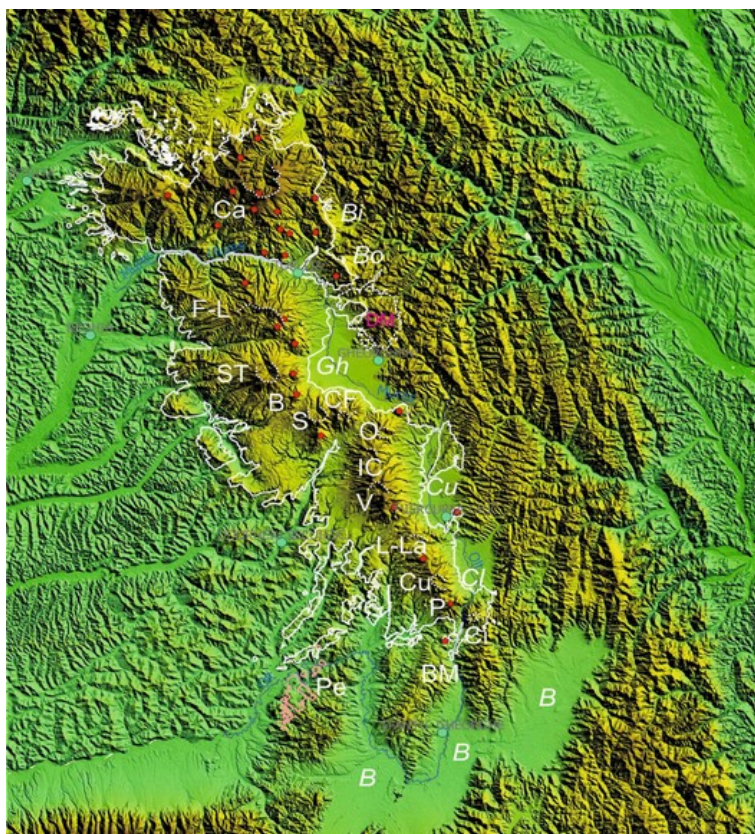


Figura 3: Harta morfologică a CGH: Ca Călimani; J Jirca; F-L, Fâncel-Lăpușna; ST Seaca-Tătarca; B Borzont; S Șumuleu; CF Ciurani-Fierăstraie; O Ostoroș; IC Ivo-Cocoizaș; V Vârghiș; L Luci-Lazu; Cu Cucu; P Pilișca; C, Ciomadul și Pe Perșani zona vulcanismului bazaltic; Bazine sedimentare intra-montane: Bi Bilbor; Bo Borsec; Gh Gheorgheni; UC Ciuc Superior; LC Ciuc Inferior; B Brașov; Ba Baraolt (după [Seghedi et al., 2019](#))

2.1.4. Evoluția modelelor geologice și geotectonice

Pentru lanțul vulcanic Călimani - Gurghiu – Harghita (CGH) a fost sintetizată evoluția modelelor CGH de către [Seghedi și Szakács, \(2020\)](#) astfel: În anul 1964, a fost un moment de cotitură când au fost publicate lucrări care au stabilit noi interpretări ([Rădulescu, 1964](#); [Rădulescu et al., 1964a, 1964b](#)). Modelul sugerat de autorii menționați, presupune două unități structurale corespunzătoare la două etape evolutive ale vulcanismului: una timpurie, așa-numita "formațiune vulcano-sedimentară" cartografiată la periferiile lanțului, și una ulterioară, dominant efuzivă, care dă naștere la șirul de stratovolcani cu forme topografice evidente. Încorporarea informațiilor obținute în timpul cartografiei de teren, a vârstelor radiometrice și a informațiile vulcanologice și petrologice, a permis realizarea unui nou

model structural al lanțului CGH (Szakács și Seghedi, 1995), înlocuind modelul anterior cu "două compartimente structurale" (Rădulescu et al., 1973).

2.1.5. Evoluția spațio-temporală a magmatismului Neogen - Cuaternar din Carpații Orientali cu conexiunile geodinamice

În zona Oaș – Gutâi, principala activitate vulcanică a avut loc după ce Bazinul Transcarpatic a fost decuplat de megablocul ALCAPA de Vest, concomitent cu rotația în sens invers acelor de ceasornic și deformarea transtensională de-a lungul sistemului de falii Bogdan-Drăgoș-Vodă (Pécskay et al., 2009). Este sugerat că magmatismul felsic și intermediar să fi avut loc într-un cadru post-colizional (Fedele et al., 2016) legat de evoluția Bazinului Transcarpatic la 15,4-7, 0 Ma (Kovacs et al., 2017, 2021).

Magmatismul intruziv din Carpații Orientali din zona TTRB s-a dezvoltat pe parcursul a cca. 3,5 Ma în Panonian în intervalul de timp 9-12,5 Ma. Zona TTRB a fost caracterizată în perioada Panoniană de un regim tectonic complex de transpresiune-transtensiune (Tischler et al., 2006), care a făcut loc proceselor de generare a magmei în timpul transtensiunii litosferei continentale la ~12 Ma, și care a controlat toate fazele majore de intruziune aproape de suprafață, de tip subvulcanic (Pécskay et al., 2009; Fedele et al., 2016).

2.1.6. Evoluția geocronologică dată de vârste radiometrice

Datele de vârste radiometrice, arată că magmatismul Neogen-Cuaternar din Carpații Orientali a migrat spre Sud-Est de-a lungul timpului, de la 14 Ma în Munții Gutâi până la 0,03 Ma în Harghita de Sud (Pécskay et al., 1995; Seghedi et al., 2023b, și referințele în lucrare).

S-a observat o activitatea intruzivă între 12 – 9,5 Ma în partea periferică de NV a Munților Călimani ca o extensie a activității din Munții Bârgău. Cele mai vechi roci efuzive sunt în partea de Est a Munților Călimani 9.3 Ma (dacite). Activitatea vulcanică a continuat concomitent în Munții Călimani și Munții Gurghiu între 8,4 – 6,8 Ma. În Munții Gurghiu activitatea vulcanică a fost între 9,4 – 5,4 Ma. Vulcanii individuali au evoluat astfel: Jirca între 9,2 -8,4 Ma, între Fâncel-Lăpușna între 9,4- 6 Ma, Seaca Tătarca între 6,8 – 5,4 Ma, Șumuleu între 7- 6 Ma și Ciurmani-Fierăstraie între 7,1 – 5,8 Ma (Seghedi et al., 2023b și referințele în lucrare).

În Munții Harghita de Nord activitatea vulcanică s-a desfășurat între 6,8 – 4,4 Ma cu intervale diferite, astfel pentru Ostoros 6,3-5,7 Ma, Ivo-Cocoizaș 6,3 – 4,7 Ma și Vârghiș 6 – 4, Ma (Seghedi et al., 2023b și referințele în lucrare).

Pentru Harghita de Sud avem următoarele intervale de activitate vulcanică: Luci-Lazu între 5,1-3,7 Ma, Cucu între 2,8 – 2,2 Ma, Pilișca între 2,1 – 1,5 Ma. Pentru Ciomadul vârstele au fost rafinate și cu vârste zircon U-Th-Pb care au sintetizat activitatea vulcanică între 1 – 0.03 Ma (Seghedi et al., 2023a și 2023b).

2.1.7. Controversa dintre Vulcanism post-colizional sau Vulcanism „retro-arc”(back-arc) în zona CGH

Contextul post-colizional al CGH este confirmat de:

- (1) apariția magmatismului și a vulcanismului după cutarea pânzelor (coliziune) (Mațenco și Bertotti, 2000);
- (2) migrarea progresivă a activității vulcanice spre sud, paralel cu frontul de coliziune și cu orogenul (și nu cvasi-perpendicular cu acesta) (Pécskay et al., 1995b);
- (3) relația structurală strânsă dintre coliziunea oblică Tisa-Dacia și inflexiunea înregistrată de bazinele intramontane și magmatism (Fielitz și Seghedi, 2005).

Lanțul CGH reprezintă un areal tipic post-coliziune. Acesta a evoluat progresiv de la nord la sud ca răspuns la fragmentările casante ale pânzelor blocului Tisia-Dacia obduse peste Platforma Scitică. Ansamblul vulcanic din CGH este interpretat de unii autori ca fiind magmatism de "arc" (de exemplu, Horváth et al., 2015; Mațenco, 2017) și de alți autori ca fiind magmatism "post-colizional" (de exemplu Harangi et al., 2006; Seghedi și Downes, 2011). Forma arcuită a orogenului carpatic a fost confundată cu un "arc", ceea ce a creat neînțelegeri. Aici, "arc" desemnează doar forma moștenită de la geometria pre-colizională a bazinului fără ieșire la mare format de plăcile Est-Europeeană și Moesia (de exemplu, Ustaszewski et al., 2008).

2.1.8. Considerente generale vulcano - tectonice

Magmatismul din CGH a apărut după stoparea cutării pânzelor din Moldavide, cauzată de coliziunea continentală. Magmele s-au infiltrat în plăcile Est-Europeeană și Tisia-Dacia, exploatând zonele de rezistență redusă create de fragmentarea crustelor. Generarea magmei este indusă de ruperea plăcilor și ridicarea astenosferei (Mason et al., 1998; Seghedi et al.,

1998; Wortel și Spakman, 2000). Dezvoltarea vulcanismului, inclusiv edificiile vulcanice și intruziunile, este controlată de procese tectonice, influențând localizarea și migrarea spre sud a vulcanismului (Seghedi *et al.*, 2019).

Ca urmare, pe lângă faptul că se schimbă compoziția magmatică, ratele de generare a magmei scad foarte mult. De exemplu, volumele de magmă expulzate se reduc de la o medie de 19 km³/Ma (în Nord) până la 7,7 km³/Ma în cazul vulcanilor din Sud, mai tineri (Seghedi *et al.*, 2019 și referințele în lucrare).

2.2 Stadiul actual al cunoașterii privind avalanșele de debrite

În cadru lucrării Seghedi *et al.*, (2023b) despre depozitele VDAD se prezintă stadiul actual al cunoașterii în cadrul preocupărilor internaționale, astfel:

În 18 mai 1980 ca urmare a erupției vulcanului Mount St. Helens din munții Cascade Range (SUA), în vulcanologie a fost pus în evidență un fenomen necunoscut anterior și anume: destabilizarea gravitațională și prăbușirea parțială a unui edificiu vulcanic (Voight *et al.*, 1981; Glicken, 1996). Evenimentul a fost de amploare și intensitate catastrofală care a imprimat modificări radicale nu doar asupra edificului vulcanic în sine, ci și asupra zonelor înconjurătoare și a fost denumit ca avalanșă de debrite vulcanice.

Avalanșele de debrite vulcanice sunt definite ca mișcări în masă de mari dimensiuni, nesaturate cu apă, antrenate gravitațional (de exemplu, Siebert, 1984; Ui, 1983), care au fost inițiate de prăbușirea flancurilor unui edificiu vulcanic și lasă în urmă de obicei depresiuni de formă semicirculară (escarpament) în craterele edificiilor vulcanice afectate. Acest tip de fenomene pot produce modificări geomorfologice (topografice) catastrofale pe zone extinse.

Mecanismele posibile care pot declanșa inițierea avalanșelor de debrite vulcanice sunt diverse și au fost atribuite unor factori destabilizatori interni sau externi (de exemplu, Roverato *et al.*, 2021a; Szakács și Seghedi, 2000).

Ca urmare a acestui fenomen de destabilizarea gravitațională și prăbușirea parțială, se evidențiază o nouă formațiune vulcanoclastică masivă-voluminoasă, denumită „formațiune de avalanșă de debrite” (VDAD).

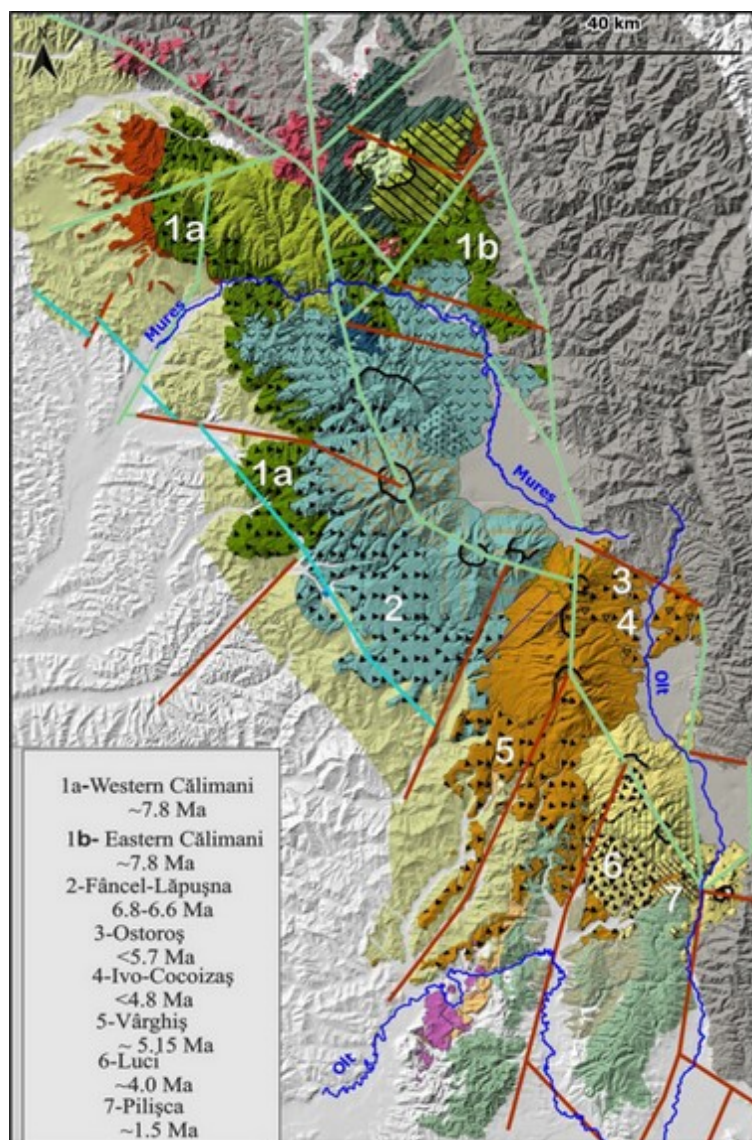


Figura 4: Harta vulcanologică simplificată a lanțului CGH, a sistemului de falii care controlează vulcanismul din Miocenul târziu-Cuaternar și depozitele VDAD asociate (după [Seghedi et al., 2023](#))

În cadrul lanțului vulcanic Călimani–Gurghiu–Harghita din Carpații Orientali (Figura 4) [Szakács și Seghedi, \(2000\)](#) publică identificarea primelor „depozite de avalanșe de debrite vulcanice”, pentru Călimani un depozit VDAD denumit atunci ca Rusca-Tihu VDAD și altul în munții Harghita, VDAD-ul Vârghiș care este asociat vulcanului omonim.

3. Metodologie și contribuții personale;

3.1. Metodologie

Analiza geo-spațială și modelarea 3D necesită stabilirea unei metodologii și achiziționarea datelor primare necesare.

Metodologia de lucru a constat din prelucrarea datelor din observațiile cercetării geologice de teren, a hărților topografice prin digitizare și construirea unui DEM în program GIS la scara întregului lanț CGH și integrarea datelor din literatura de specialitate. Au fost colectate și georeferențiate în GIS analize geochimice și geocronologice din literatură pentru a crea o bază de date a lanțului vulcanic CGH.

Prin analiză geo-spațială în programul GIS pe baza fișierului DEM au fost vizualizate în tridimensional toate datele pentru fiecare edificiu vulcanic. Astfel au fost identificate geomorfologic faciesuri tipice al VDAD și escarpamentele asociate structurilor vulcanice. Asta a permis ca hărțile geologice să fie actualizate, și apoi parametrii specifici pentru fiecare VDAD să fie calculați și măsurați conform terminologiei actuale ([Bernard et al., 2021b](#)).

3.2 Contribuții personale

3.2.1 Cercetări de teren efectuate în cadrul tezei

Pentru o bună înțelegere a contextului vulcanologic, eu și colegii mei am efectuat cercetări geologice de teren între 2016 și 2021.

Cercetările geologice pe teren au fost efectuate pe întreg lanțului vulcanic Călimani – Gurghiu - Harghita cu scopul culegerii de probe pentru analize geologice (petrografice, geochimice, geocronologice), observarea relațiilor vulcanologice și identificării unor aflorimente suplimentare.

Explorarea lanțului vulcanic Călimani–Gurghiu–Harghita (România) reprezintă o provocare semnificativă, datorită faptului că regiunea este acoperită de vegetație, limitând astfel disponibilitatea aflorimentelor.

3.2.2 Realizarea Modelul Numeric de Teren - Digital Elevation Models (DEM) al lanțului vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita

În cadrul cercetărilor efectuate în elaborarea tezei de doctorat, am realizat un model DEM din digitizarea hărților topografice pe întreaga arie a vulcanismului eruptiv a lanțului CGH. Operațiunea a fost realizată cu ajutorul programului QGIS, utilizând modulul de interpolare prin metoda kriging. ([Siska și Hung, 2001](#))

Rezoluția DEM-ului este de 10 m x 10 m, datorită digitizării datelor primare din hărți topografice la scara 1:25.000, oferind un nivel detaliat adecvat pentru analiza geomorfologică a lanțului vulcanic CGH. ([Tzvetkov, J., 2018](#)).

3.2.3 Digitizarea hărților geologice

În cazul de față, a fost necesară colectarea hărților geologice la diferite scări, prelucrarea lor ulterioară a implicat georeferențierea și digitizarea în programul QGIS, iar rezultatele au fost compilate diverse hărți.

3.2.4 Realizarea bazei de date

Baza de date, care încorporează analize geochimice, geocronologice și paleomagnetice, a fost utilizată în modelarea depozitelor VDAD cu ajutorul GIS, integrând date geologice, hărți geologice și DEM pentru a caracteriza distribuția, morfologia și proprietățile acestora. Rezultatele care au fost publicate ulterior într-un articol [Seghedi et al. \(2023b\)](#). Până acum baza de date include 223 de analize geocronologice și 335 de analize geochimice.

3.2.5 Analiza Geo-spațială a depozitelor VDAD

Integrând hărțile geologice, modelul digital de elevație (DEM) al lanțului vulcanic CGH și baza de date în GIS, s-a realizat o analiză geo-spațială complexă. Folosind QGIS și pluginul Qgis2threejs, au fost generate scene 3D care vizualizează datele DEM și hărți într-un mediu web interactiv. Aceste scene, exportate, permit interacțiunea directă în orice browser, fără software suplimentar, și sunt disponibile ca anexe digitale pe CD la teza.

Depozitele VDAD asociate vulcanului Călimani

Extinderea depozitelor VDAD asociate Munților Călimani a fost modelată pe baza analizelor geochimice, corelării cu datele geocronologice, informațiilor din aflorimente și

caracteristicilor geomorfologice observate prin DEM în 3D. Din analiza au fost observate două depozite VDAD pentru Munții Călimani împărțite în W VDAD în partea vestică și E C VDAV în partea Estică.

Depozitele VDAD asociate vulcanului Fâncel-Lăpușna

Depozitul VDAD asociat vulcanului Fâncel-Lăpușna este situat pe partea vestică a munților Gurghiu și cea mai mare parte a depozitului VDAD este plană, reprezentând o caracteristică geomorfologică aparte. A fost stabilită extinderea depozitului VDAD pentru vulcanul Fâncel-Lăpușna și a fost observat că vulcanii mai tineri Seaca-Tătarca și Șumuleu acoperă o bună parte a acestuia.

Depozitele VDAD asociate vulcanilor Ostoros și Ivo-Cocoizaș

Cele două depozite de VDAD asociate cu vulcanii Ostoros și Ivo-Cocoizaș prezintă caracteristici geomorfologice tipice pentru depozite de avalanșe de debrite vulcanice cum ar fi: blocuri tovea; movile de tip hummocks. Ele sunt în general tratate împreună întrucât cei doi vulcani au evoluat concomitent și se presupune că același eveniment a destabilizat și a dus la prăbușirea flancurilor la cele două edificii vulcanice. Departajarea celor două depozite VDAD se face pe criterii petrografice, acestea având diferite tipuri roci andezitice.

Depozitele VDAD asociate vulcanilor din Harghita de Sud.

Depozitele VDAD asociate cu vulcanul Luci-Lazu au avut direcția de propagare spre Sud și au fost acoperite de curgeri de lavă mai tinere post-colaps proprii și ale vulcanului Cucu.

Vulcanul Vârghiș a mai avut un eveniment eruptiv post-colaps și de aceea curgeri de lavă acoperă zona proximală a depozitelor VDAD.

Depozitul VDAD asociat vulcanului Pilișca este de mică dimensiune și a fost pus în evidență prin observații în afloriment și prin existența unor forme geomorfologice.

3.2.6 Măsurarea parametrilor VDAD

Pe baza terminologiei sugerată de [Bernard et al. \(2021\)](#) am calculat parametrii specifici depozitelor VDAD în concordanță cu analiza spațială și a hărților noi realizate. Terminologia și metodologia pentru descrierea parametrilor depozitelor de avalanșe de debrite vulcanice este descrisă în [Bernard et al. \(2021\)](#).

Tabelul 1 Principalele caracteristici ale depozitelor de avalanșe de debrite vulcanice din CGH (după [Seghedi et al., 2023b](#))

Vulcan/VDAD	Călimani E	Călimani W	Fâncel-Lăpușna	Ostoroș	Ivo-Cocoizaș	Vârghiș	Luci-Lazu	Pilișca
Ultima erupție cunoscută[Ma]	~6,7	~6,7	~6,0	~5,7	~5	~4,1	~3,7	~1,5
Orientarea Scar-lui	SE	SW	S	E	E	S	S	W
Vârsta evenimentului VDAD[Ma]	~7,8	~7,8	~6,8	<5,7	<4,8	~5,15	~4,0	<1,5
Petrografie	Baz, cpx-BazAnd, And	BazAnd, And, Dac	And, BazAnd	And, (Dac)	And, (Dac)	And, Dac	And, (Dac)	Dac, And, BazAnd
Lungimea depozitului [L_d , km]	33	57,3	47,7	17,7	21,5	46	18,3	5,5
Aria depozitului [A_d , km ²]	176,3	582,8	605,3	36,8	124,3	342,7	124,7	2,8
Grosimea medie a VDAD [T_d , m]	150	250	175	40	70	120	60	20
Înălțimea de cădere a VDAD [H , m]	1740	2288	2044	761	1349	1838	1028	711
Lungimea deplasării VDAD [L , km]	40,8	63,0	50,4	17,7	21,5	56,3	28,5	6,1

Abrevieri: Baz-bazalt; BazAnd-Andezit Bazaltic; And-Andezit ; Dac-Dacit; cpx-clinopiroxen

3.2.7. Estimări ale volumului avalanșelor de debrite vulcanice din CGH

Pentru fiecare edificiu vulcanic asociat unui depozit VDAD, am determinat cu QGIS parametrii: suprafața edificii, suprafața depozitului, înălțimea maximă și minimă, utilizând modulele de calcul statistic din QGIS.

Volumul actual al fiecăruia dintre depozitele VDAD (V_d) a fost calculat în QGIS (2022) prin integrarea grosimii sale cu suprafața sa (A_d) rezultată din cartografierea pe teren. Grosimea este constrânsă de elevațiile DEM ale suprafeței topografice ale depozitului și de suprafața substratului constrânsă de aflorimentele de la cea mai joasă altitudine ale depozitului, aflorimentele de la cea mai mare altitudine ale formațiunilor subiacente și panta reconstituită a vulcanului sursă presupus. Pentru zonele VDAD acoperite de către depozite ale vulcanilor mai tineri a fost presupus că substratul este

suborizontal. Observațiile indică o compactare semnificativă a VDAD-urilor CGH, astfel că nu au fost aplicate corecții pentru creșterea volumului asociată cu deplasarea și amplasarea lor. (Seghedi et al., 2023b)

Pentru fiecare depozit VDAD, a fost aplicată o procedură de segmentare în mai multe părți. Această segmentare reduce erorile algoritmului utilizat (QGIS Volume Calculation Tool), în special în aproximarea bazei inferioare a fiecărui segment.

Volumul depozitului VDAD Călimani Est

Depozitul VDAD Călimani Est a fost împărțit în mai multe segmente și a rezultat un volum total de 26.24 km³.

Volumul depozitului VDAD Călimani Vest

Volumul depozitul VDAD Călimani Vest are un total de 147.2 km³.

Volumul depozitului VDAD Fâncel-Lăpușna

Depozitul VDAD Fâncel-Lăpușna are un volum total este de 106.8 km³.

Volumul depozitului VDAD Ostoros

Volumul calculat al depozitului VDAD Ostoros, este de 1.25 km³.

Volumul depozitului VDAD Ivo-Cocoizaș

Volumul calculat al depozitului VDAD Ivo-Cocoizaș este de 8.7 km³.

Volumul depozitului VDAD Vârghiș

Depozitul VDAD Vârghiș are calculat un volum de 42.1 km³.

Volumul depozitului VDAD Luci-Lazu

Depozitul VDAD Luci-Lazu are un volum calculat total de 7.88 km³.

Volumul depozitului VDAD Pilișca

Volumul calculat pentru depozitul VDAD Pilișca este de 0.05 km³.

Deși cartografierea geologică a lanțului CGH a permis o conturare destul de precisă a diferitelor formațiuni VDAD, există constrângerile legate de limitele acestora. Cum ar fi aria A_d dezvoltată în momentul amplasării lor, este afectată de denudație, care a erodat

adesea o mare parte din depozitele proximale (de exemplu, VDAD-urile Fâncel-Lăpușna și Călimani de Vest), și de îngroparea extinsă de către depozite vulcanice ulterioare (de exemplu, acoperiri parțiale ale VDAD-ului Călimani de Vest de către VDAD-ul Fâncel-Lăpușna și ale VDAD-ului Fâncel-Lăpușna de către vulcanul Seaca-Tătarca) sau de sedimente (de exemplu, Ivo-Cocoizaș, Ostoros). În consecință, estimările privind V_d includ volume VDAD aproximative unde sunt îngropate sub alte formațiuni, dar, în absența unor constrângeri cantitative rezonabile, nu iau în considerare efectele denudării VDAD-urilor. (Seghedi et al., 2023b)

3.2.8. Reconstituirea structurii vulcanice fosile a vulcanul Fâncel-Lăpușna

Reconstituirea vulcanului Fâncel Lăpușna a fost realizată utilizând un model digital de relief în programul QGIS (2022). Volumul actual al VDAD-ului asociat a fost calculat prin estimarea grosimii sale raportată la suprafața rezultată din cartografierea de teren.

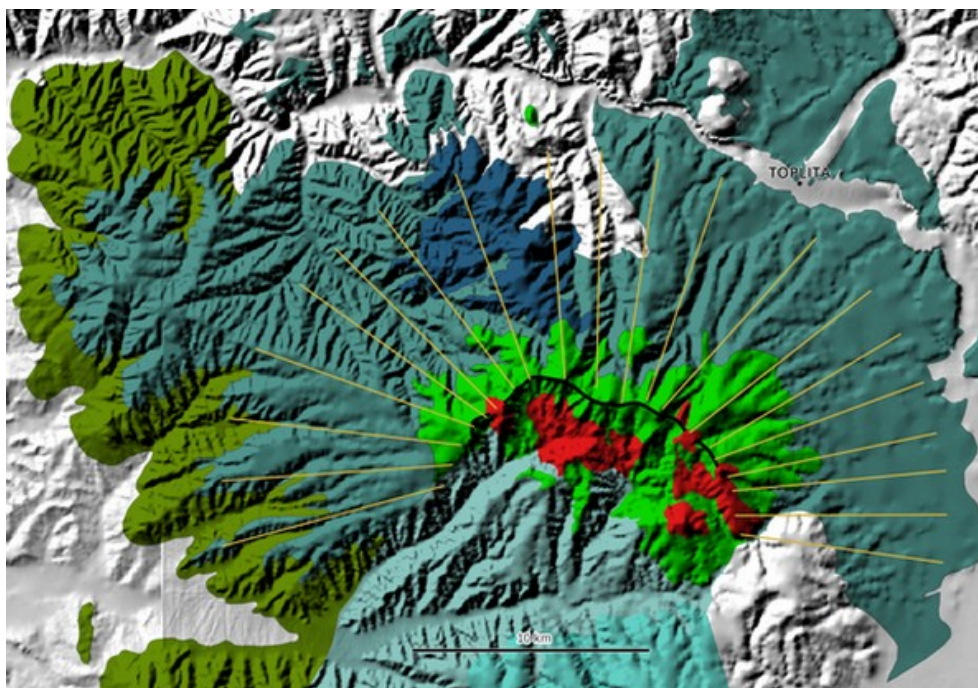


Figura 5: Harta vulcanului Fâncel-Lăpușna suprapusa cu profilele radiale topografice selectate pentru modelare

Estimarea volumului escarpamentului (scar) s-a realizat prin modele de reconstrucție a formei anterioare colapsului vulcanului, utilizând profilul de altitudine median calculat din 20 de profile radiale (Figura 5).

Cele 20 de profile au fost interpolate folosind programul de calcul Gnu Octave fiind calculată valoarea mediană a tuturor profilelor (Mirea et al., 2024). În următorul pas am extrapolat valoarea mediană a profilelor, generând linia profilului corespunzătoare părții conului prăbușit a vulcanului Fâncel-Lăpușna. Folosind o funcție polinomială de gradul 3 și am realizat generarea unui forme conice asemănătoare cu un con vulcanic.

Forma pre-colas a vulcanului, a fost creată print-un model interpolat TIN (Triangulated Irregular Network) QGIS.org, (2022)) folosind linia profilul ideal calculat al flancului (Figura 7).

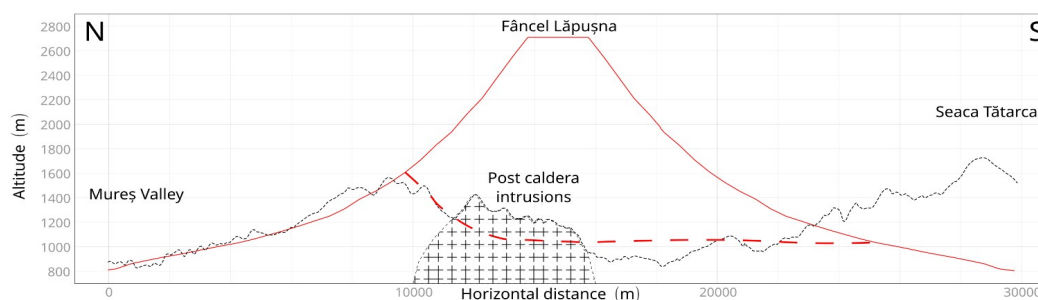


Figura 6: Profilul de elevație nord-sud al edificiului F-L reconstruit (linie continuă roșu închis) și scar-ul de colaps estimată (linie roșie închisă cu linie întreruptă); topografia actuală este reprezentată prin linia neagră cu linia punctată. (după Seghedi et al., 2023b)

Vulcanul Fâncel-Lăpușna a fost activ în intervalul 9,5 - 6,0 Ma. Prăbușirea flancului sudic al edificiului Fâncel-Lăpușna, a fost declanșată de o erupție pliniană masivă (~6,8 Ma) ce a produs formarea unei caldere de prăbușire și a afectat ~40% din vulcan, lăsând în amfiteatru de prăbușire mare (Seghedi et al., 2023b), în timp ce debritele vulcanice rezultate s-au propagat pe o distanță de cel puțin de 47 km.

Depozitele de avalanșe de debrite – Fâncel-Lăpușna

Secțiunea transversală N-S prin VDAD-ul de la Fâncel-Lăpușna (Figura 7) ilustrează elementele care ajută la determinarea grosimi VDAD-urilor din CGH (în general). Suprafața superioară a VDAD-ului este observată în aflorimente și coincide pe arii extinse cu suprafața topografică. Acolo unde VDAD-ului este acoperit de vulcanul mai tânăr Seaca-Tătarca, poziția sa este aproximată prin interpolare sau extrapolare liniară pe baza informațiilor din cele mai apropiate aflorimente.

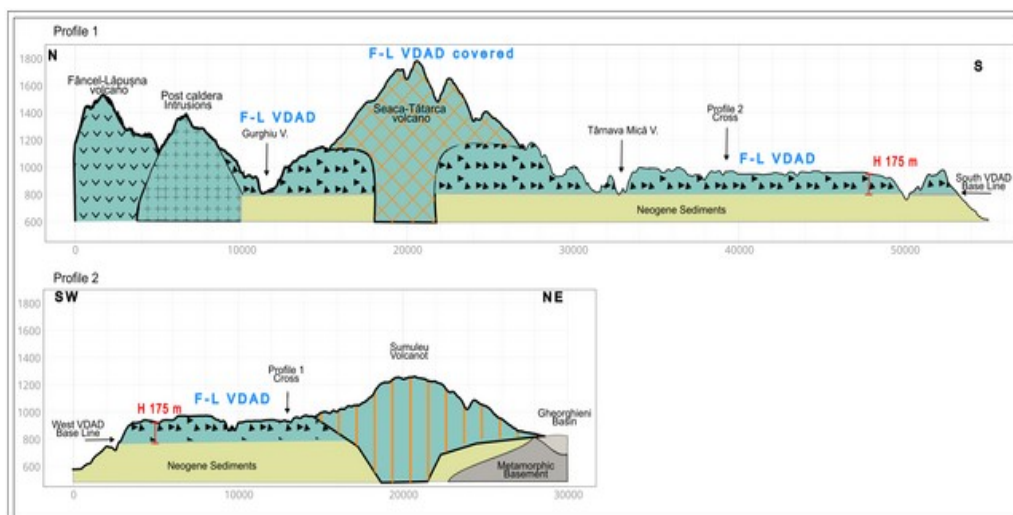


Figura 7: profile (1) N-S care traversează edificiul vulcanului Fâncel-Lăpușna și depozitul VDAD asociat și (2) NE-SV care traversează edificiul vulcanului Șumuleu și depozitul VDAD Fâncel-Lăpușna (a se observa scara orizontală și verticală diferită) (după [Seghedi et al., 2023b](#))

Pentru vulcanul Fâncel-Lăpușna, altitudinea suprafeței bazale pre-vulcanice este la 800 ± 25 m și a fost determinată de observații de teren și de analiza GIS. ([Mirea et al., 2024](#)). Volumele estimate pentru Fâncel-Lăpușna sunt: volumul vulcanului inițial— 255 ± 17 km³; volumul escarpamentului— 127 km³; volumul VDAD— 107 ± 34 km³.

În cazul VDAD Fâncel-Lăpușna, de exemplu, pentru o suprafață estimată de $A_d = 605$ km² am obținut $V_d = 107 \pm 34$ km³ ([Seghedi et al., 2023b](#)).

4. Discuții despre concepte

4.1. Modele ale faciesurilor și structura vulcanilor; Recunoașterea genetică a formațiunilor vulcanoclastice

Încorporarea informațiilor obținute în timpul cartografierii, a observațiilor de teren, a vârstelor radiometrice și a informațiilor petrologice, a permis realizarea unui nou model structural al lanțului CGH ([Szakács și Seghedi, 1995](#)) diferit de modelul anterior ale lui [Rădulescu et al., \(1973\)](#).

Noul model arată că depozitele vulcanoclastice ale unui vulcan sunt distribuite radial (inelar) în jurul edificiului vulcanic.

Cercetările arată că 7 stratovulcani din CGH (aproape jumătate volumul edificiilor CGH importante) s-au prăbușit parțial, iar apoi au generat 8 depozite de avalanșe de debrite (VDAD). Ele se încadrează în acest fel la faciesurile median și distal.

5. Rezultate

5.1. Harta morfologică

Harta morfologică a lanțului vulcani CGH a fost utilizată în cadrul analizei spațiale, iar ulterior pentru identificarea și modelarea depozitelor VDAD (Figura 8). Morfologia edificiilor vulcanice ale lanțului vulcani în CGH evidențiază forma lor pseudo-conică.

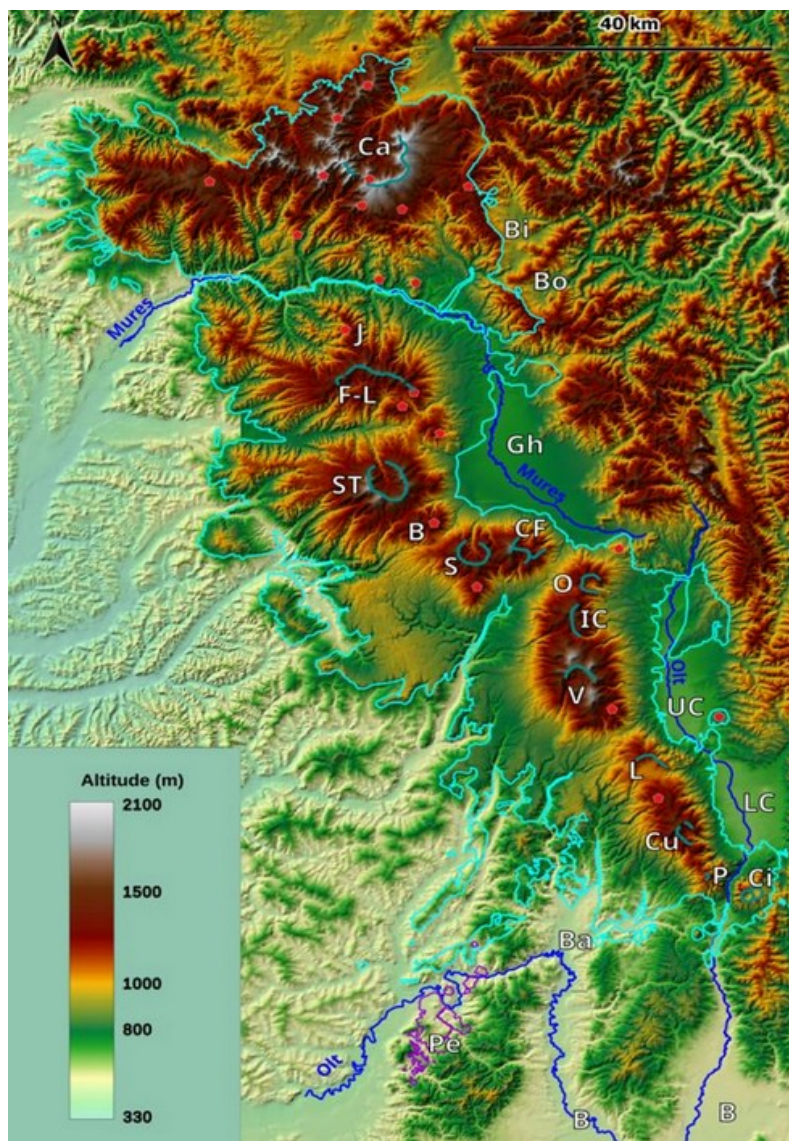


Figura 8: Harta morfologică a CGH: Ca Călimani; J Jirca; F-L, Fâncel-Lăpușna; ST Seacă-Tătarca; B Borzont; S Șumuleu; CF Ciumani-Fierăstraie; O Ostoros; IC Ivo-Cocoizaș; V Vârghiș; L Luci-Lazu; Cu Cucu; P Pilișca; C, Ciomadul și Pe Perșani zona vulcanismului bazaltic; Bazine sedimentare intra-montane: Bi Bilbor; Bo Borsec; Gh Gheorgheni; UC Ciuc Superior; LC Ciuc Inferior; B Brașov; Ba Baraolt (după [Seghedi et al., 2023b](#)).

5.2 Hărțile de detaliu ale depozitelor VDAD din lanțul CGH

5.2.1 Depozitul VDAD Călimani Vest al vulcanului Călimani

VDAD Călimani Vest a fost descris inițial ca VDAD Rusca-Tihu ([Szakács și Seghedi, 2000](#)). Aflorimentele sale cele mai reprezentative se găsesc la periferia centrală și vestică a Vechiul Complexului Vulcanic Călimani. Extinderea sa spre vest a fost oprită de formațiunea mai veche, Budacu. Spre Sud VDAD-ul se întinde pe cel puțin 57 km de-a lungul edificiilor vulcanice Jirca și Fâncel-Lăpușna din nordul Munților Gurghiu. VDAD Călimani Vest este puternic erodat și-a pierdut topografia inițială. ([Seghedi et al., 2023b](#)).

5.2.2 Depozitul VDAD Călimani Est al vulcanului Călimani

VDAD Călimani Est prezintă caracteristici diferite față de VDAD Călimani Vest. VDAD Călimani Est are o arie de distribuție cartografiată de ~40 km lungime și <10 km lățime. Marginea sa estică prezintă din punct de vedere morfologic caracteristicile unei culmi ridicate.

Activitatea eruptivă post-VDAD ascunde morfologia vechiului vulcan prăbușit. Complexul vulcanic Rusca-Tihu a fost identificat ca fiind responsabil pentru VDAD Călimani Vest de către cercetările anterioare ([Szakács și Seghedi, 2000](#)). Este sugerat că cele două VDAD-uri au fost produse de aceeași prăbușire a diferitelor părți ale paleo-edificiului inițial eterogen, care explică litologiile diferite și aria variabilă de dispersie ([Seghedi et al., 2023b](#)).

5.2.3 Depozitul VDAD asociat vulcanului Fâncel-Lăpușna

VDAD Fâncel-Lăpușna a rezultat în urma unei prăbușiri sectoriale la scară largă, care s-au propagat cel puțin 47 km spre Sud și a afectat structura calderii omonime. Eroziunea a îndepărtat porțiuni importante din zona distală VDAD Fâncel-Lăpușna. Zone întinse din partea de est a VDAD Fâncel-Lăpușna sunt acoperite de produsele vulcanilor mai tineri Seaca-Tătarca, Borzont și Șumuleu.

VDAD Fâncel-Lăpușna se distinge de VDAD Călimani de Vest prin pantele diferite ale suprafețelor topografice. Caracteristicile petrografice și vârstele K/Ar ajută, de asemenea, la distingerea celor două VDAD-uri. ([Seghedi et al., 2023b](#)).

5.2.4 Depozitele VDAD asociate vulcanilor Ostoros și Ivo-Cocoizaș

Vulcanii Ostoros și Ivo-Cocoizaș din Harghita de Nord au generat tipuri diferite de andezite. Ei sunt învecinați cu vulcanul mai mare Vârghiș din sud. Sectoarele estice ale ambilor vulcani s-au prăbușit, provocând avalanșe de debrite vulcanice care s-au propagat 20 km spre est și au fost acoperite ulterior de depozite fluviale ale bazinului Ciuc ([Mureșan și Szakács, 1998](#)).

Amfiteatrele de prăbușire de la ambii vulcani sunt bine conservate, mai mare la Ivo-Cocoizaș, unde formează o depresiune semicirculară. ([Seghedi et al., 2023b](#)).

5.2.5 Depozitul VDAD asociat vulcanului Vârghiș

VDAD Vârghiș este unul dintre primele depozite descrise în lanțul CGH ([Szakács și Seghedi, 1996, 2000](#)). Avalanșa de debrite vulcanice s-a propagat în direcția sud-sud-vest de-a lungul principalelor căi de drenaj hidrografic, pe o distanță de 46 km. Din cauza eroziunii, s-a dezvoltat o inversiune a reliefului, în prezent VDAD Vârghiș este situat de-a lungul a o serie de creste interfluviale. Relațiile stratigrafice exacte dintre VDAD-ul Vârghiș și VDAD-ul vecin de la Fâncel-Lăpușna sunt neclare, dar este probabil ca VDAD-ul Vârghiș să se fi suprapus peste VDAD-ul Fâncel-Lăpușna.

Acolo unde s-a păstrat, segmentul median al VDAD Vârghiș prezintă o suprafață topografică plană. Megablocul Rupea situat la extremitatea sudică este deosebit, fie a fost rupt din cele mai timpurii lave ale vulcanului Vârghiș, fie mai degrabă aparține VDAD-ului Fâncel-Lăpușna, fiind remobilizat de avalanșa de debrite vulcanice de la Vârghiș ([Seghedi et al., 2023b](#)).

5.2.6 Depozitul VDAD asociat vulcanului Luci-Lazu

Vârful vulcanului Luci-Lazu prezintă un escarpament de dimensiuni mari care este deschis spre sud, și este locul unde a avut loc prăbușirea care a produs aceste depozite. VDAD are o distanță de propagare (runout length) de ~28 km. Deducem că granița dintre VDAD-urile Vârghiș și Luci-Lazu se bazează pe diferențele petrografice și de vârstă K/Ar distincte între blocurile componente.

5.2.5 Depozitul VDAD asociat vulcanului Pilișca

Depozitul VDAD asociat vulcanului Pilișca este un depozit de volum mic și a fost identificat pe pantele vestice ale vulcanului Pilișca în Munții Harghita de Sud. VDAD Pilișca, este lung de 6 km și a traversat VDAD Luci în direcția E-V ([Seghedi et al., 2023b](#)).

5.3 Caracteristicile morfologice a depozitelor de avalanșe de debrite vulcanice

Toate caracteristicile morfologice calculate pentru depozitele VDAD-urile din Lanțul vulcanic CGH sunt sumarizate în tabel 2 în concordanța cu sugestiile lui [Bernard et al. \(2021\)](#).

Tabel 2 Caracteristicile depozitelor de avalanșe de debrite vulcanice din lanțul vulcanic CGH (după Seghedi et al., 2023)

Vulcan	Călimani E	Călimani W	Fâncel-Lăpușna	Ostoroș	Ivo-Cocoizaș	Vârghiș	Luci-Lazu	Pilișca
Ultima erupție [Ma]	~6,7	~6,7	~6,0	~5,8?	~5	~4,1	~3,7	~1,5
Altitudinea actuală, (pre-colaps) [m a.s.l.]	2000 (2450)	2000 (2760)	1683,5 (2500)	1371 (1491)	1588,6 (2027)	1755,7 (2300)	1292,8 (1993)	1374,3 (1411)
Înălțimea actuală edificiului ¹ [m]	1118	1382	966	638	889	1076	635	734
Direcția de propagare a VDAD	flanc SE	flanc SV	flanc S	flanc E	flanc E	flanc S	flanc S	flanc V
Vârsta eveniment VDAD [Ma]	~7,8	~7,8	~6,8	~5,7?	~4,8	~4,8	~4,0	~1,5
Activitatea vulcanică în timpul și după colaps	Lavă, curgere piroclastică	Lavă, curgere piroclastică	erupție Pliniană	Absentă	Absentă	curgere de Lavă	curgere de Lavă	dom de Lavă
Evoluție	Avalanșa de debrite uscată	Avalanșa de debrite uscată, laharuri	Avalanșa de debrite uscată	Avalanșa de debrite uscată	Avalanșa de debrite uscată	Avalanșa de debrite uscată, laharuri	Avalanșa de debrite uscată, laharuri	Avalanșa de debrite uscată
Observații	control topografic	control topografic	control topografic	blocuri torevă; control topografic	blocuri torevă; control topografic	control topografic laharuri	Bazine intra-hummocky (cu diatomite)	control topografic laharuri
Lungimea VDAD [Ld] [km]	33	57,3	47,7	17,7	21,5	46	18,3	5,5
Aria VDAD [Ad] [km ²]	176,3	582,8	605,3	36,8	124,3	342,7	124,7	2,8
Grosimea medie VDAD [Td] [m]	150	250	175	40	70	120	60	20
Volum Scar [Vs] [km ³]	215		111	1,7	11	48	10	0,06
volum VDAD [Vd] [km ³]	26,2	147,2	106,8	1,25	8,7	42,1	7,9	0,05
Înălțimea de cădere [H] [m]	1740	2288	2044	761	1349	1838	1411	711
Lungimea deplasării VDAD [L, km]	40,8	63,0	50,4	17,7	21,5	56,3	28,5	6,1
Volum vulcan necorectat [Vc] [km ³]	784,2		255	30,9	37,5	138,5	61,2	11,2
% Vs din Vc	3,8	23,6	33	4,7	26,5	31,8	13,9	0,5
¹ Definită ca diferența de altitudine dintre vârful și baza edificiului								

5.4 Harta geologică actualizată

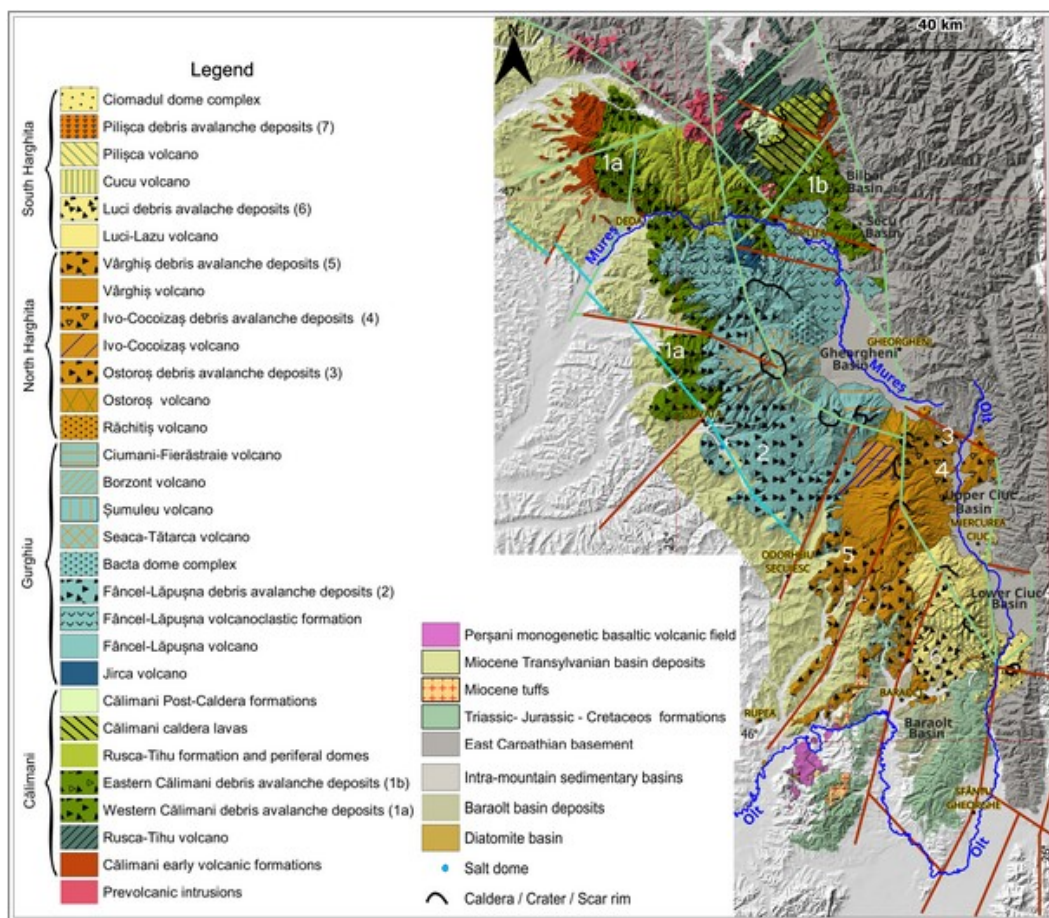


Figura 9: Harta geologică și morfologică a lanțului vulcanic CGH (după [Seghedi et al., 2023b](#))

Unul din rezultatele tezei este realizarea unei noi hărți geologice (Figura 9), în format digital, care în funcție de necesități poate fi permanent actualizată prin integrarea de noi date geologice. Aceasta nouă interpretare cartografică a sugerat și o nouă interpretare geodinamică ce descifrează contextul tectonic general care a dus la colapsul flancurilor edificiilor vulcanice și ulterior la formarea depozitelor VDAD (după [Seghedi et al., 2023b](#)).

6. Concluzii

Prin realizarea tezei intitulată „Reconstrucția vulcanologică 3D a lanțului vulcanic Călimani–Gurghiu–Harghita (România) folosind metode combinate geologice și geo-spațiale de înalta rezoluție (DEM)” a fost reliefată importanța utilizării analizei geo-spațiale în identificarea și modelarea depozitelor vulcanoclastice, inclusiv a celor de tip VDAD care a condus la rafinarea modelului de evoluție timp și spațiu a lanțului CGH și apoi la publicarea articolului [Seghedi et al. \(2023b\)](#). Acest nou model a sugerat și o nouă interpretare geodinamică ce definește contextul tectonic general care a dus la colapsul flancurilor edificiilor vulcanice și ulterior la formarea depozitelor VDAD.

Teza se concentrează pe identificarea și caracterizarea detaliată a depozitelor VDAD, actualizând harta geologică a lanțului vulcanic CGH. Această integrare îmbunătățește accesibilitatea informațiilor geologice, contribuind la decizii informate în geologia aplicată. Lucrarea este importantă pentru identificarea precisă a depozitelor asociate cu edificiile vulcanice din CGH, esențială pentru studii geotehnice riguroase, necesare în proiectele de infrastructură națională, cum ar fi autostrăzile, contribuind la minimizarea riscurilor geotehnice, în acest fel asigurând siguranța lucrărilor planificate.

Bibliografie

- Acocella, V. (2014). Structural control on magmatism along divergent and convergent plate boundaries: Overview, model, problems. *Earth-Science Reviews* **136**, 226–288.
- Apostol, T. M. (1967). *Calculus* (Vol. 1, pp. 1-672). Wiley.
- Balázs, A., Mañenco, L., Magyar, I., Horváth, F. & Cloetingh, S. (2016). The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. *Tectonics*. American Geophysical Union (AGU) **35**, 1526–1559.
- Bernard, B., Takarada, S., Andrade, S. D. & Dufresne, A. (2021). Terminology and Strategy to Describe Large Volcanic Landslides and Debris Avalanches. *Advances in Volcanology* 51–73.
- Bracco-Gartner, A. J. J., Seghedi, I., Nikogosian, I. K. & Mason, P. R. D. (2020). Asthenosphere-induced melting of diverse source regions for East Carpathian post-collisional volcanism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Springer Science and Business Media LLC **175**.
- Carminati, E., Lustrino, M. & Doglioni, C. (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics* **579**, 173–192.
- Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F. & Kovác, M. (1992). Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: A model. *Tectonophysics* **208**, 221–241.
- Dibacto, S., Lahitte, P., Karátson, D., Hencz, M., Szakács, A., Biró, T., Kovács, I. & Veres, D. (2020). Growth and erosion rates of the East Carpathians volcanoes constrained by numerical models: Tectonic and climatic implications. *Geomorphology* **368**.
- Dibacto, S. (2020). Dynamique de construction et démantèlement des volcans tertiaires et quaternaires des Carpates par des approches géomorphologiques et géochronologiques. PhD Thesis, Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405, Orsay, France. Faculté des sciences.
- Downes, H., Seghedi, I., Szakacs, A., Dobosi, G., James, D.E., Vaselli, O., Rigby, I.J., Ingram, G.A., Rex, D., Pecskey, Z. (1995). Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic alkaline volcanism in Romania. *LITHOS* **35**, 65–81.
- Eaton, J. W., Bateman, D., Hauberg, S. & Wehbring, R. (2024). *GNU Octave version 9.1.0 manual: a high-level interactive language for numerical computations*. .
- Fedele, L., Seghedi, I., Chung, S.-L., Laiena, F., Lin, T.-H., Morra, V. & Lustrino, M. (2016). Post-collisional magmatism in the Late Miocene Rodna-Bârgău district (East Carpathians, Romania): Geochemical constraints and petrogenetic models. *Lithos* **266–267**, 367–382.
- Fielitz, W. & Seghedi, I. (2005). Late Miocene-Quaternary volcanism, tectonics and drainage system evolution in the East Carpathians, Romania. *Tectonophysics* **410**, 111–136.
- Francis, P. W. (1994). Large volcanic debris avalanches in the Central Andes. *Proceedings of International Conference on Volcano Instability on the Earth and Other Planets*.
- Glicken, H. (1996). Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano, Washington. *U.S. Geological Survey Open-File Report* 96-677.

- Handy, M. R., Schmid, S. M., Bousquet, R., Kissling, E. & Bernoulli, D. (2010). Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews* **102**, 121–158.
- Harangi, S., Downes, H. & Seghedi, I. (2006). European Lithosphere Dynamics. In: Gee, D. G. & Stephenson, R. A. (eds) *Geological Society, London, Memoirs*. London: Geological Society of London, 167–190.
- Harangi, S., Molnár, K., Schmitt, A.K., Dunkl, I., Seghedi, I., Novothny, Á., Molnár, M., Kiss, B., Ntaflos, T., Mason, P.R.D., Lukács, R. (2020). Fingerprinting the Late Pleistocene tephra of Ciomadul volcano, eastern–central Europe. *Journal of Quaternary Science* **35**, 232–244.
- Horváth, F., Musitz, B., Balázs, A., Végh, A., Uhrin, A., Nádor, A., Koroknai, B., Pap, N., Tóth, T., Wórum, G. (2015). Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. *Geothermics* **53**, 328–352.
- Kovacs, M., Seghedi, I., Yamamoto, M., Fülöp, A., Pécskay, Z. & Jurje, M. (2017). Miocene volcanism in the Oaş–Gutâi Volcanic Zone, Eastern Carpathians, Romania: Relationship to geodynamic processes in the Transcarpathian Basin. *Lithos. Elsevier BV* **294–295**, 304–318.
- Kovacs, M., Fülöp, A., Seghedi, I. & Pécskay, Z. (2021). Architecture of volcanic plumbing systems inferred from thermobarometry: A case study from the Miocene Gutâi Volcanic Zone in the Eastern Carpathians, Romania. *Lithos* 396–397, 106191. DOI: 10.1016/j.lithos.2021.106191.
- Krézsek, C. & Bally, A. W. (2006). The Transylvanian Basin (Romania) and its relation to the Carpathian fold and thrust belt: Insights in gravitational salt tectonics. *Marine and Petroleum Geology* **23**, 405–442.
- Laszlo, A. (2005). The post-late Pontian paleogeographic evolution of the South Harghita Mountains area and the adjacent basins. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia* **50**, 24–40.
- Lukács, R., Harangi, S., Bachmann, O., Guillong, M., Danišik, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, I., Szepesi, J. (2015). Zircon geochronology and geochemistry to constrain the youngest eruption events and magma evolution of the Mid-Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian Basin, eastern central Europe. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Springer Science and Business Media LLC **170**.
- Mason, P. R. D., Downes, H., Seghedi, I., Szakács, A. & Thirlwall, M. F. (1995). Low-pressure evolution of magmas from the Calimani, Gurghiu and Harghita Mountains, East Carpathians. In: Downes, H. & Vaselli, O. (eds) *Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region*, 43–52.
- Mason, P. R. D., Downes, H., Thirlwall, M. F., Seghedi, I., Szakács, A., Lowry, D. & Matthey, D. (1996). Crustal assimilation as a major petrogenetic process in the East Carpathian neogene and quaternary continental margin arc, Romania. *Journal of Petrology* **37**, 927–959.
- Mason, P. R. D., Seghedi, I., Szakács, A. & Downes, H. (1998). Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the East Carpathians, Romania. *Tectonophysics* **297**, 157–176.
- Maţenco, L. & Bertotti, G. (2000). Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania). *Tectonophysics* **316**, 255–286.

- Maţenco, L., Krézsek, C., Merten, S., Schmid, S., Cloetingh, S. & Andriessen, P. (2010). Characteristics of collisional orogens with low topographic build-up: an example from the Carpathians. *Terra Nova* **22**, 155–165.
- Maţenco, L. & Radivojević, D. (2012). On the formation and evolution of the Pannonian Basin: Constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and Dinarides. *Tectonics* **31**, 2012TC003206.
- Maţenco, L. (2017). Tectonics and Exhumation of Romanian Carpathians: Inferences from Kinematic and Thermochronological Studies. In: Radoane, M. & Vespremeanu-Stroe, A. (eds) *Landform Dynamics and Evolution in Romania*. Cham: Springer International Publishing, 15–56.
- Mirea, V., Szakács, A., Seghedi, I., (2021). An investigation approach of the volcanic geomorphology in the Călimani – Gurghiu – Harghita volcanic chain, Romania, EGU General Assembly, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-10745, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-10745>, 2021
- Mirea, V., Seghedi, I., Luffi, P., (2023). Challenges in reconstructing old volcanic systems: case studies from the Miocene-Quaternary Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic range (Eastern Carpathians, Romania), 6th workshop on Volcano Geology 2023, 23rd – 29th October, Santorini & Milos volcanoes, Abstract Book
- Mirea, V.; Luffi, P.; Seghedi, I., (2024). Reconstruction of paleo-volcanic structures – the case of the Miocene Fâncel-Lăpuşna volcano (Gurghiu Mts, Romania), The annual Scientific Session of the Institute of Geodynamics, Bucharest 28-29 March 2024 Abstract Book
- Molnár, K., Harangi, S., Lukács, R., Dunkl, I., Schmitt, A. K., Kiss, B., Garamhegyi, T. & Seghedi, I. (2018). The onset of the volcanism in the Ciomadul Volcanic Dome Complex (Eastern Carpathians): Eruption chronology and magma type variation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **354**, 39–56.
- Molnár, K., Lukács, R., Dunkl, I., Schmitt, A. K., Kiss, B., Seghedi, I., Szepesi, J. & Harangi, S. (2019). Episodes of dormancy and eruption of the Late Pleistocene Ciomadul volcanic complex (Eastern Carpathians, Romania) constrained by zircon geochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **373**, 133–147.
- Mureşan, M. & Szakács, A. (1998). The Ciuc formation: a Miocene pre-volcanic detritic deposit east of Harghita Mts (East Carpathians). *Rev. Roum. Géol.* **42**, 17–27.
- Niţoi, E. (1986). Contribution a l'étude de la dacite de Drăgoiasa (Monts Călimani). *Dări de Seamă ale Şedinţelor Institutul de Geologie şi Geofizică* **70–71**, 81–95.
- Panaiotu, C. G., Vişan, M., Ţugui, A., Seghedi, I. & Panaiotu, A. G. (2012). Palaeomagnetism of the South Harghita volcanic rocks of the East Carpathians: Implications for tectonic rotations and palaeosecular variation in the past 5 Ma. *Geophysical Journal International* **189**, 369–382.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **58**, 63–81.
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, Alexandru; Kad.-Balogh; Seghedi, I., Konecny, V., Kovacs, M., Marton, E., Kalinciak, M., Szeky-Fux, V., Poka, T., Gyarmati, P., Edelstein, O., Roşu, E., Zec, B. (1995a). Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian region. *Acta Vulcanologica* **7**, 15–28.

- Pécskay, Z., Edelstein, O., Seghedi, I., Szakacs, A., Marinel, K., Crihan, I.-M. & Bernad, A. (1995b). K-Ar datings of Neogene-Quaternary calc-alkaline volcanic rocks in Romania. *Acta Vulcanologica* **7**, 53–61.
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konečný, V., Zelenka, T., Kovacs, M., Póka, T., Fülöp, A., Márton, E., Panaiotu, C., Cvetković, V. (2006). Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica* **57**, 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). *Geologica Carpathica* **60**, 181–190.
- Peltz, S., Vajdea, E., Balogh, K. & Pécskay, Z. (1987). Contributions to the chronological study of the volcanic processes in the Calimani and Harghita Mountains (East Carpathians, Romania). *D.S. Inst. Geol. Geofiz* **72–73**, 323–338.
- Peltz, S., Peltz, M. (1968). Contribuții la cunoașterea aparatului vulcanic Ostoros (munții Harghita). *Dări de Seamă ale Sedințelor Comitetul Geologic, București* **50**.
- QGIS Volume Calculation Tool (n.d.). REDcatch GmbH.
- Rădulescu, D. (1960). Asupra existenței fundamentului subvulcanic în lanțul Călimani-Gurghiu-Harghita. *Analele Universității C.I.Parhon București, seria Științe ale Naturii, Geologie-Geografie* **23**, 17–30.
- Rădulescu, D. (1964). Contribuții la cunoașterea structurii geologice a părții centrale a Munților Harghita. *D. S. Inst. Geol.* **L**, 151–160.
- Rădulescu, D., Vasilescu, A. & Peltz, S. (1964a). Marea calderă Fîncel-Lăpușna din Munții Gurghiu. *Dări de Seamă ale Sedințelor Comitetul Geologic, București* **XLVII**, 383–396.
- Rădulescu, D., Vasilescu, A., Peltz, S. & Peltz, M. (1964b). Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Gurghiu. *Anuar.Com.Geol* **XXXIII**, 87–151.
- Rădulescu, D. P., Peltz, S. (1970). Observații asupra paleogeografiei teritoriului lanțului eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita în cursul Pliocenului și Cuaternarului, II. *Acad.R.S.R., Stud.cercet.geol.geofiz.geogr., ser.Geol.* **15**, 261–266.
- Rădulescu, D. P., Peltz, S. & Stanciu, C. (1973). Neogene Volcanism in the East Carpathians (Călimani-Gurghiu-Harghita Mts.). *Symposium Volcanism and Metallogenesis Bucharest, Excursion 2AB, Geol. Inst., Guidebook Series* **12**.
- Roverato, M., Di Traglia, F., Procter, J., Paguican, E. & Dufresne, A. (2021a). Factors Contributing to Volcano Lateral Collapse. *Advances in Volcanology* 91–119.
- Roverato, M., Dufresne, A. & Procter, J. (eds) (2021b). *Volcanic Debris Avalanches: From Collapse to Hazard. Advances in Volcanology*. Springer International Publishing.
- Săndulescu, F., M. ., Krautner, H., Borcoș, M. ., Năstăseanu, S. ., Patrulius, D. ., Ștefănescu, M. ., Ghenea, C. ., Lupu, M. ., Savu, H. ., Bercia, I. ., Marinescu (1978). Harta geologică a României. Scale 1:1 000 000, a 2-a ediție. *Atlasul geologic, foaia nr. 1 Arhiva IGR*.
- Săndulescu, M., (1984). Geotectonica României, Editura Tehnică: București
- Seghedi, I. (1987). Studiu petrologic al calderii Călimani, Teză de doctorat. phdthesis, Universitatea din București, 161 pp.

- Seghedi, I., Szakács, A., Udrescu, C., Stoian, M. & Grabari, G. (1987). Geochemistry of the Southern Harghita volcanics (East Carpathians): calc-alkaline and shoshonitic association. *Dări de Seamă ale Sediștelor Comitetul Geologic, București* **72–73**, 381–397.
- Seghedi, I., Szakács, A. & Mason, P. R. D. (1995). Petrogenesis and magmatic evolution in the East Carpathian Neogene volcanic arc (Romania). *Acta Vulcanologica* **7**, 145–153.
- Seghedi, I., Balintoni, I. & Szakács, A. (1998). Interplay of tectonics and neogene post-collisional magmatism in the intracarpathian region. *Lithos* **45**, 483–497.
- Seghedi, I., Downes, H., Szakács, A., Mason, P. R. D., Thirlwall, M. F., Roșu, E., Pécskay, Z., Márton, E. & Panaiotu, C. (2004a). Neogene–Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian–Pannonian region: a synthesis. *Lithos*. Elsevier BV **72**, 117–146.
- Seghedi, I., Szakács, A., Snelling, N. J. & Pécskay, Z. (2004b). Evolution of the Neogene Gurghiu Mountains Volcanic range (Eastern Carpathians, Romania), based on K–Ar geochronology. *Geologica Carpathica* **55**, 325–332.
- Seghedi, I. & Downes, H. (2011). Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian–Pannonian region. *Gondwana Research*. Elsevier BV **20**, 655–672.
- Seghedi, I., Mațenco, L., Downes, H., Mason, P. R. D., Szakács, A. & Pécskay, Z. (2011). Tectonic significance of changes in post-subduction Pliocene–Quaternary magmatism in the south east part of the Carpathian–Pannonian Region. *Tectonophysics*. Elsevier BV **502**, 146–157.
- Seghedi, I., Szakács, A., Mirea, V., Vișan, M. & Luffi, P. (2017). Challenges of mapping in poorly-exposed volcanic areas. *Eastern Transylvania, Romania. Guide and abstracts (4 th International Volcano Geology Workshop), Romanian Journal of Earth Sciences* **91**.
- Seghedi, I., Besutiu, L., Mirea, V., Zlagnean, L., Popa, R.-G., Szakács, A., Atanasiu, L., Pomeran, M. & Vișan, M. (2019). Tectono-magmatic characteristics of post-collisional magmatism: Case study East Carpathians, Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic range. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Elsevier BV **293**, 106270.
- Seghedi, I. & Szakács, A. (2020). The evolution of mapping and structural models of the Neogene Călimani-Gurghiu-Harghita Volcanic Range. *Rev. Roum. Géologie* **Tomes 64–65**, 21–38.
- Seghedi, I., Lukács, R., Soós, I., Guillong, M., Bachmann, O., Cserép, B. & Harangi, S. (2023a). Magma evolution in a complex geodynamic setting, South Harghita volcanic area, East-Central Europe: Constraints from magma compositions and zircon petrochronology. *Lithos* **442–443**.
- Seghedi, I., Szakács, A., Mirea, V., Pécskay, Z. & Luffi, P. (2023b). Volcanic debris avalanche deposits and their significance in the architecture and evolution of the Miocene-Quaternary Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic range (Eastern Transylvania, Romania). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 107932.
- Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **22**, 163–197.

- Siebert, L. & Roverato, M. (2021). A Historical Perspective on Lateral Collapse and Volcanic Debris Avalanches. *Advances in Volcanology* 11–50.
- Siska, P. P. & Hung, I.-K. (2001). Assessment of Kriging Accuracy in the GIS Environment. *Proceedings of the ESRI User Conference*. Nacogdoches, TX: College of Forestry, Stephen F. Austin University.
- Stewart, J. (2015). The Definite Integral. *Calculus: Early Transcendentals*. Cengage Learning, 324–325.
- Szakács, A., Seghedi, I. & Pécskay, Z. (1993). Peculiarities of South Harghita Mts. as the terminal segment of the Carpathian Neogene to Quaternary volcanic chain. *Rev. Roum. Geol.* **37**, 21–36.
- Szakács, A. & Seghedi, I. (1995). The Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic chain, East Carpathians and Romania: volcanological features. *Acta Vulcanologica* **7**, 145–153.
- Szakács, A. & Seghedi, I. (2000). Large volume volcanic debris avalanche in the East Carpathians, Romania. *Volcaniclastic Rocks, from Magma to Sediments* 131–151.
- Szakács, A., Pécskay, Z., Silye, L., Balogh, K., Vlad, D. & Fulop, A. (2012). On the age of the Dej Tuff, Transylvanian Basin (Romania). *Geologica Carpathica* **63**, 139–148.
- Tischler, M., Gröger, H. R., Fügenschuh, B. & Schmid, S. M. (2006). Miocene tectonics of the Maramures area (Northern Romania): implications for the Mid-Hungarian fault zone. *International Journal of Earth Sciences*. Springer Science and Business Media LLC **96**, 473–496.
- Török, Z. (1956). Problemele teoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe. *St. cerc. geol. geogr., Acad., R.P.R. Fil. Cluj* **7**, 1–4.
- Treiber, I. (1955). Vulcanologia și tectonica munților Gurghiului de Sud. *Dări de Seamă ale Sedișelor Comitetul Geologic, București* **39**, 281–286.
- Treiber, I. (1957). Despre structura geologică a munților Gurghiului. *Buletinul Universităților "Victor Babeș" și "Bolyai" Cluj, seria: Științele naturii* **1**, 439–441.
- Tzvetkov, J. (2018). Relief visualization techniques using free and open source GIS tools. *Polish Cartographical Review*, 50(2), 2018. 61–71.
<https://doi.org/10.2478/pcr-2018-0004>
- Ui, T. (1983). Volcanic dry avalanche deposits - Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **18**, 135–150.
- Ustaszewski, K., Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Tischler, M., Kissling, E. & Spakman, W. (2008). A map-view restoration of the alpine-carpathian-dinaridic system for the early miocene. *Swiss Journal of Geosciences* **101**, S273–S294.
- Voight, B., Glicken, H., Janda, R. J. & Douglass, M. (1981). Catastrophic rockslide avalanche of May 18 (Mount St. Helens). *U.S. Geological Survey Professional Paper* **1250**, 347–377.
- Wilson, J. P. (2012). Digital terrain modeling. *Geomorphology* **137**, 107–121.
- Wortel, M. J. R. & Spakman, W. (2000). Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science* **290**, 1910–1917.
- Zernack, A. V. & Procter, J. N. (2021). Cyclic Growth and Destruction of Volcanoes. In: Roverato, M., Dufresne, A. & Procter, J. (eds) *Volcanic Debris Avalanches*. Cham: Springer International Publishing, 311–355.
- (2022). *QGIS Geographic Information System*.