

**A Géta- takaró nyírási zónájának kőzettani,
mikrotektonikai és mikroszerkezeti vizsgálata
Nagybár környékén (Hunyad megye)**

Tartalomjegyzék

Bevezetés.....	3
1. A térség közettani háttere, tektonikai szerkezete.....	3
a. <i>A Hátszegi – medence</i>	3
b. <i>Kristályosulás – mezozóos aljzati kőzetek</i>	4
2. Kőzetmikroszkópos vizsgálatok.....	6
a. <i>Sebeş – Lotru csoport</i>	6
b. <i>Drăgşani csoport</i>	8
c. <i>Lainici – Păiuş csoport</i>	9
3. Mezoszkópos szövet – szerkezeti vizsgálatok.....	11
a. <i>Alakváltozási mérések a nyírási zóna kőzeteiben</i>	11
b. <i>Mezoszkópos irányított szöveti adatok</i>	14
4. Mikroszerkezeti vizsgálatok.....	18
5. Következtetések.....	21
Bibliográfia.....	23

Bevezetés

A kutatási téma kiválasztásához a Nagybár környékén, 2013 nyarán végzett kőzettani-térképezéstani terepgyakorlat segített hozzá.

E dolgozat fő célja ismereteim elmélyítése a tudományág terén, valamint további szakismeretek és tapasztalatok szerzése a mikrotektonika, valamint a magmás illetve metamorf kőzetek terén.

1. A térség kőzettani háttere, tektonikai szerkezete

A Retyezát északi részén, Nagybár környékén fekvő terület legnagyobb részét a Hátszegi-medence és ennek kristályosulás - mezozoos aljzatának kőzetei képezik.

a. A Hátszegi-medence

A Hátszegi-medence a senon végén keletkezett, ösföldrajzi szempontból a Parathetis egy öblében. Fejlődését, üledékeit egy sorozat aljzati „egyenetlenség”, kiemelkedések ill. küszöbök határozzák meg, melyek határai mentén transzverzális vetők voltak (Stilla, 1977). Ezen vetők miatt, a kiemelkedett tömbök között a medence aljzatán egy sorozat üledékes csatorna alakult ki. Ilyen küszöbök és csatornák például: Bolii-barlang területén lévő küszöb, Pietros küszöb, Merişor-csatorna, Strei-csatorna, Toteşti csatorna.

A Hátszegi intramontán-medencét kitöltő üledékes szekvenciák:

- Felső maestrichti (K3): molassz - tavi fáciesű,
- paleogén- alsó miocén: a terület kiemelkedik és áthalmozódások jönnek létre.
- Kavics- homok- konglomerátum; vörös- bordó,- homokos agyagos komplexumok, egyenletes ülepedéssel rakódnak le,
- (közép miocén)- felső miocén: felső bádeni transzgresszió, ezután a szarmatában az ülepedés nyugatról kiterjed kelet felé is. A miocénben, egy igen fontos tektonikai esemény zajlott, mely a Kárpát orogén eredetileg É-D irányát megváltoztatta, begörbítette, létrehozva a Keleti-Kárpátok és a Déli-Kárpátok vonulatát. Ezen tektonikai mozgások okát a kőzetek paleomágneses vizsgálatával bizonyították (Patrascu et al, 1990, Ratschbacher et al, 1993), és pedig az „Adriai túske” kelet irányú nyomása, valamint a Moesziai lemez „sarkának” ellenállása miatt a Tisza- Dácia és az ALKAPA kontinentális

lemezek egy 90 fokos ellentétes forgást szenvedve, keleti irányba hatoltak a Kárpát orogén belsejébe, ezáltal begörbítve azt. A behatolást elősegítették olyan mély törésvonalak, mint a Közép- Magyar- Törés rendszer, valamint a Dráva törés (lásd Melléklet, 36. Ábra).

- negyedkorban: általános kiemelkedés és erős eróziós folyamatok jellemzik, fennsíkok, gleccserlerakódások, folyóteraszok keletkeznek.

b. Kristályospalás- mezozóos aljzati kőzetek

A Hátszegi - medence kristályospalás - mezozóos aljzatában előforduló **alpi** (**ausztrikus és laramikus**) tektonikai egységek (Ratschbacher et al, 1996 szerint) (lásd [1. és 2. ábra](#)):

- Géta takarórendszer, áll: proterozóos Sebeş - Lotru terrén + karbon-permi gyengén metamorfizált és triász- kréta üledékes fedője, alatta pedig
- a Danubi autochtonban, a Felső Danubi és Alsó Danubi laramikus tektonikai egységek, összetételükben pedig: Lainici -Păiuş valamint Drăgşani felső proterozóos terrének és üledékes fedőik találhatók ill ordovici – permi gyengén metamorfizált valamint júra- kréta kori üledékek.

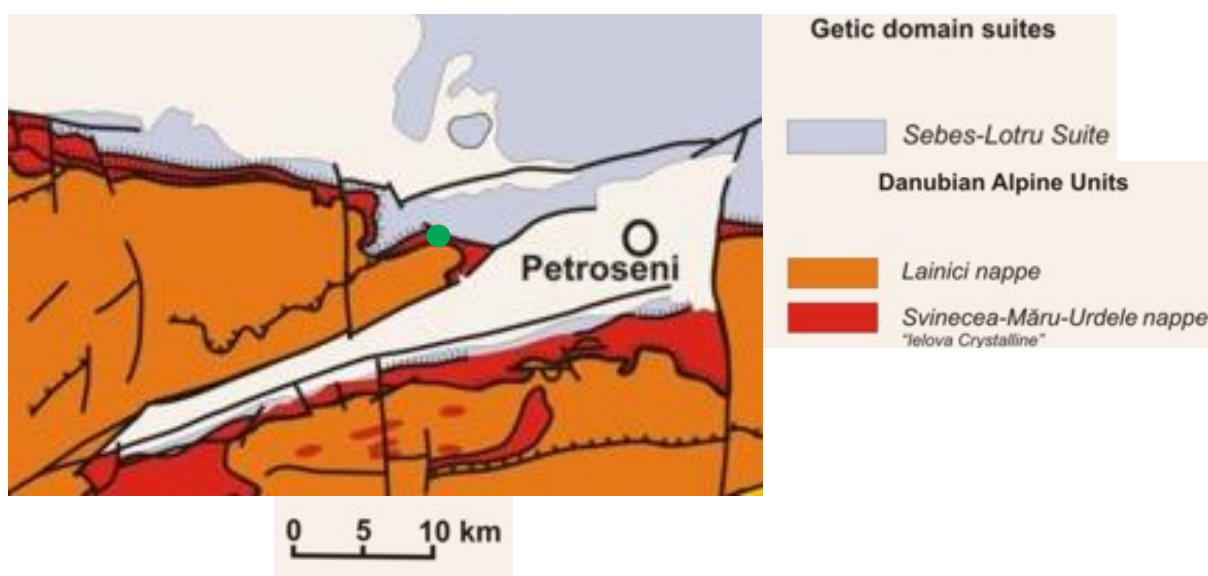
A Lainici Păiuş- és a Drăgşani terrén a rájuk rakódott paleozóikummal a variszkuszi ciklusban egy enyhe, kloritos fáciesű metamorfizmust szenvedtek, míg ugyanabban az időben a Sebeş-Lotru terrén egy eklogitos fáciesig terjedő csúcsmetamorfizmust szenvedett.

A kristályospala aljzat prekambriumi (felső proterozóos, Balintoni, 1996) metamorf kőzetekből áll, amelyeket a Sebeş-Lotru (+ Ielova kristályospalák), Drăgşani és a Lainici-Păiuş terrének képviselnek.

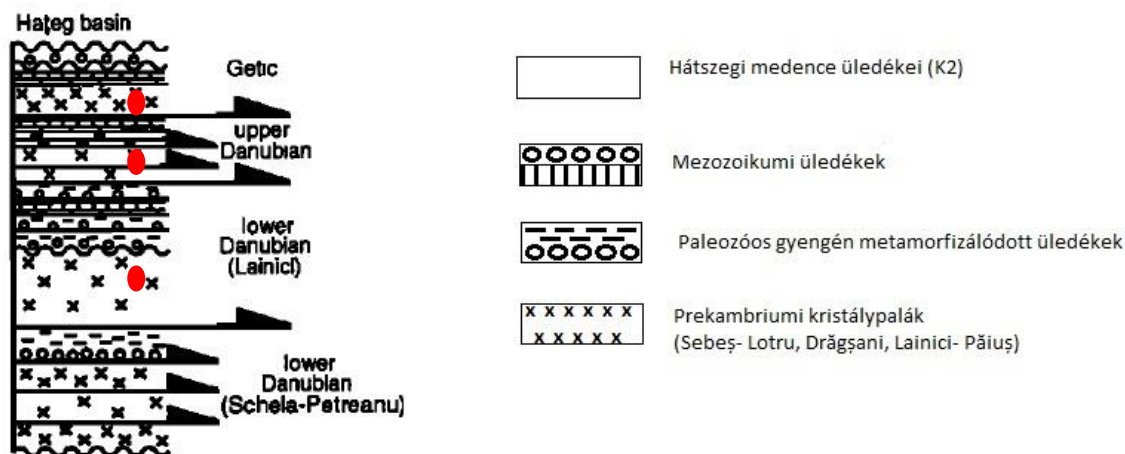
Sebeş-Lotru terrén kőzetek és Ielova kristályospalák

- a variszkuszi ciklusban eklogites fáciesű csúcsmetamorfizmust szenvedtek, de protolituk kora 1,5 - 2 Gé-re tehető (Balintoni, 1996). Kőzetei: plagioklászos és mikroklinos migmatitos szövetű gneiszok, amfibolitok- leptinitok, pegmatitok, csillámpalák, eklogitok, granulitok, metaultrabázitok. A karbonátos kőzetek nem jellemzői. A Ielova kristályospalák kőzeteit a közelmúltig Balintoni (1996) egy külön kategóriába sorolta, valahol a Géta takaró lenyesési zónája alá. Egy 2013-beli doktori disszertációnak (Zaharia, 2013) azt sikerült bizonyítani, hogy az említett kőzetek a Sebeş - Lotru csoport alsó szekvenciáját képezik. Kőzetei: serpentinitek, gránitos gneiszok, kvarcitok, karbonátos palák.

- Drăgșani kőzetek: felső proterozóos 1 Gé körüli protolitú (Liégeois et al, 1996), közepes metamorf fokú kőzetek, melyek variszkuszi kloritos fáciesű retromorfizmust szenvedtek. Összetételükben amfibolitok, amfibolos gneiszok, leptitek, szerpentinitek, csillámos és biotitos gneiszok ($\pm$ kianit, $\pm$ sztaurolit), migmatitok (számos szöveti változattal), csillámpalák, kvarcitok. A karbonátos kőzetek ritkán fordulnak elő.
- Lainici - Păiș terrén kőzetek: szintén felső proterozóos protolitú (600 Mé, Dallmeyer et al, 1994) kőzetek, magas metamorf fokon alakultak át (= Danubi típusú metamorfizmus ill regionális kontakt metamorfizmus a benyomult gránit plutonok hatására), a variszkuszi ciklusban pedig kloritos fáciesű retromorfizmust szenvedtek. Kőzetei: kristályos mészkövek és dolomitok, mészpálák, csillámos gneiszok (szillimanitos – andaluzitos – kordierites - grafitos) és biotitos gneiszok ($\pm$ amfibol), kvarcitok (monominerális, földpátos, biotitos vagy grafitos), grafitos palák és kevés amfibolit.
- A Drăgșani és a Lainici - Păiș terrének közé a Tisovița- Iuți ordovici kori ofiolitos komplexum került egy paleozóos óceán bezárulása következtében a variszkuszi ciklusban. Ezek kőzetei: szerpentinitek és metagabbrok, azonban csak a Déli-Kárpátok nyugati részén találhatók.



1.ábra. A tanulmányozott terület tektonikai térképvágata (Balintoni, 1996), a zöld pont Nagybar.



2.ábra. A Hátszegi- medence kristályospalás- mezozós aljzatában előforduló **alpi** tektonikai egységek (Ratchbacher et. al, 1993, módosítva): Géta takarórendszer (Sebeș - Lotru csoport + karbon- perm, triász- kréta üledékes fedője), alatta pedig a Danubi autochtonban a Felső Danubi és Alsó Danubi tektonikai egységek (Lainici -Păiuș valamint Drăgșani terrén és üledékes fedők: ordovici - permi + júra- kréta). A piros pontok az általunk vizsgált kőzetek szelvénybeli helyét jelzik.

2. Kőzetmikroszkópos vizsgálatok

A megfigyelési pontoknál vett minták vékonycsiszolatai alapján elmondhatjuk, hogy az ebben a zónában megemlített Géta és Danubi takarók közettársulásainak mindegyikével találkozhatunk (lásd: [2. ábra.](#)). A Géta takaróban előforduló kőzetek 37, 38, 39 megfigyelési pontokban a Sebeș-Lotru csoporthoz tartoznak, míg ez alatt található Danubi autochtonhoz a 41- 48 pontokban a Drăgșani csoporthoz és a 48-57 pontok között a Lainici-Păiuș terrén/csoporthoz tartoznak. Ezek kőzetmikroszkópi (ásványparagenetikai és szövet-szerkezeti) mikrofelvelelei a [Melléklet:1- 35 Ábrákon](#), míg leírásaik a következőkben vannak összefoglalva.

a. Sebeș-Lotru csoport:

A Sebeș-Lotru csoporthoz tartozó kőzetekből biotitos gránátos gneisz fordult elő. Vékonycsiszolatában (S- L csiszolat) megfigyelt jellegzetességei a következők: a kőzetben 50% kvarc, 35% földpát (10% alkáli), 10% csillám és 5% járulékos ill másodlagos ásvány van egy nagyon kezdeti milonitos deformációs fázisban. Lineáris gneiszra jellemző szövetű, amit a kvarc és földpát megnyúlási tengelyei határoznak meg. A kőzet extenziós, milonitos

jellegű lineációját a filoszilikát lemezek hossz tengelyei is kihangsúlyozzák. A kőzet két fő ásványparagenezise áll egy reliktszerű amfibolit fáciesű és egy szinkinematikus zöldpala fáciesű jellegűből. A reliktszerű ásványparagenezist : kvarc, plagioklász (17-22% An tartalom), alkáli földpát (ortoklász és mikroklin közti szerkezeti átmenet jellegű), gránát, $\pm$ szillimanit tűk (tized mikronos fibrolit zárványként csillámokban), összenőtt tri- és dioktaéderecsillámok képezik. A második ásványparagenezis áll: egy újabb generációjú albitos földpátból (amely az előző generációjú plagioklász repedései, ill az alkáli földpát kontúrja mentén a kvarccal mirmekites összenővést képez), agyagásványokból, szericitből, kloritből (a csillámok, gránát átalakulásai). A kvarc szemcsék egy része porfiroklasztos, deformációs sávokkal, melyek fokozatosan átmehetnek elnyúlt lencseszerű formába és finomszemcsés dinamikusan átkristályosodott matrixba. A „tégla- habarcs” típusú protomilonitos szövetben a kvarc lecsék hossz tengelyei egy kezdeti milonitos S-típusú ferde foliációt határoznak meg, amely a penetratív foliációhoz képest 40-45° szögben helyezkedik el. A csillámok közül főleg színes csillámokat figyelhetünk meg, de előfordult fehér csillámmal való hasadásminti összenövés is. Genetikailag 2 csillámtípust különböztettünk meg: egy reliktszerű, „halpikkely” alakú porfiroblasztot és egy szinkinematikus, a penetratív foliáció mentén irányult vékony lemezest. A csillámok enyhe kloritosodás nyomait viselik. A gránát egy „szimptomatikus” amfibolit fáciest jelző, finomszemcsés, enyhe rózsaszínű pleokroizmussal rendelkezik, töredezett, nagyon kis mértékű kloritosodással (Melléklet: 1. ábra)(?almandin?). A kőzet mellékásványai: cirkon, apatit, epidot-zoisit csoport ásványok.

A 37 számú csiszolat az előbbihez képest erősebben milonitosodott gneisz, jellegzetes „farkos földpát porfiroklasztokkal” és albitosodással létrejött „sakktábla- albit” ikrekkel (Melléklet: 2,3 ábra). Szintén megfigyelhetők a „pántlikakvarcok” (1,5 mm hosszú és 100 mikron szélességű sávok) (Melléklet: 4,5 ábra), melyek a C sík irányát mutatják.

Ielova kristályospalák

A 38 és 39 sz. kőzetcsiszolatok a Sebeş- Lotru térség alsó részét, illetve a néhai Ielova kristályospalákat képviselik.

A 38 számú kőzetcsiszolat egy karbonátos szericitcsillám-pala, melyben a milonitos foliációt csillám-gazdag és kvarc- és földpát-gazdag mikrolitonok képezik. A kőzet blasztjai mikron (max 10) nagyságrendűek és a hossz tengelyeik erősen irányultak, akárcsak a karbonátos lencsék és a gyakori pántlikakvarc is. A reliktszerű halpikkely csillámok átdolgozott sávokká alakultak át. A karbonát ásványok, magas a törésmutatójuknak és vas hidroxidos átitatásuknak köszönhetően, szideritre engednek következtetni. A milonitos foliáció mentén kevésbé oldékony opak ásványok($\pm$ Ti) vannak elszórva. A kőzet legnagyobb részét egy

dinamikusan átkristályosodott, nagyon finomszemcsés matrix alkotja, ami arra utalhat, hogy a nyírási zóna közepét képviseli ill a Géta takaró lenyesési zónájának központi részét.

A 39 számú csiszolat szintén egy karbonátos szericites pala, azonban a deformáció miatt már a halpikkely csillámok is szétnyíródtak, milonitos sávokba rendeződtek. A C és S sík között majdnem teljes a transzpozíció. A kőzetet karbonátos, csillámos és kvarcos mikrolitonok alkotják, melyben karbonátos sávokbeli sziderites porfiroblasztok (Melléklet: 6.ábra) többé-kevésbé elnyúltak, a kvarcos sávokat pedig egy dinamikusan átkristályosított finomszemcsés mátrix képezi. A csillámgazdag sávokban egy relikit mikroredőzött (krenulált) foliáció nyomai is fellelhetők, amit opak ásványok és deformált filoszilikát lemezek mutatnak (Melléklet: 7.ábra).

b. Drăgşani csoport:

A megfigyeléseink alapján a 41 számú megfigyelési ponttól kezdve beszélhetünk a Drăgşani csoport kőzeteinek jelenlétéről. Az innen készült kőzetcsiszolat: kloritos- epidotos - albit porfiroblasztos zöldpala, milonitos jellegű foliációval, mely körülöleli az albit és epidot porfiroblaszt/ porfiroklasztokat. A penetratív (C) foliációt finomszemcsés opak ásványok, titanit és irányított klorit- lemezek jelzik (Melléklet: 8.ábra). A klorit- lemezek a kőzet 50%-át képezik, halványzöldtől a színtelenig terjedő pleokroizmussal rendelkeznek és anomál birefringencia színekkel. Az említett kőzet polimetamorf , legalább 2 ásványparagenezissel: az egyik áll relikit *amfibolból* (c: $Ng = 18^\circ$, valószínű hornblende, Melléklet: 9.ábra), *plagioklász porfiroklasztból*, az epidot porfiroblastok *központi zónája* és *Ti-ásványokból*. A retromorf ásványparagenezis: *albit porfiroblasztok* (Si= Se), *klorittal* kitöltött nyomásárnyék zónákkal (Melléklet: 10.ábra), erősen irányult *klorit lemezek* (halványzöld pleokroizmussal, anomál birefringencia színekkel, proklorit?), *aktinolit tűk* (főleg a relikit plagioklászok körül), finomszemcsés *epidotos mikrolitonok* valamint az első generációjú epidot porfiroklasztok dinamikusan átkristályosodott *köpenyei* (Melléklet: 11.ábra).

Az albit porfiroklasztok eltérő méretűek lehetnek (<100 -200- 300 mikronig), ezeknek aszimmetrikus nyomásárnyék zónájuk a milonitos S sík irányába mutat (Melléklet: 12.ábra). A Ti tartalmú opak ásványok legnagyobb részben az amfibolok elbomlása során keletkezettek (Melléklet: 13.ábra).

44 számú kőzetcsiszolat: karbonátos szericites milonitos pala, melyben karbonát, csillám és kvarc- földpát tartalmú mikrolitonok (sávok) váltakoznak (Melléklet: 14,15 ábra). S-C milonit típusú szövettel rendelkezik. Észlelhető egy relikit mikrokrenulált foliáció transzpozíciója is a milonitos foliáció mentén. A földpátok a dinamikus átkristályosodás során aszimmetrikus „farkot” képeznek. A fehér csillámok az erős deformáció következtében halpikkellyé, majd sávokba rendeződtek (Melléklet: 16.ábra). A milonitos foliációt nem

utolsó sorban a finoman elszórt opak ásvány sorok jelzik (az S-C milonitos síkok között ~10-15°-os szögeltérés van, mely fokozatosan csökken a deformáció erősödésével) (Melléklet: 17.ábra).

c. Lainici-Păiuș csoport

Egy fokozatos szöveti átmenet észlelhető a Drăgșani és Lainici-Păiuș csoport kőzetei között a nyírási zóna okozta erős képlékeny alakváltozás miatt.

A 48 számú kőzetcsiszolat egy epidot- porfiroblasztos szericites pala, melyben kvarc, földpát, fehér csillámok és epidot képezik a fő ásványokat, melyek legkevesebb két generációjúak. Az első, relikturn generációba tartoznak: feltételezett amfibol, földpát (plagiokláz 1, alkáli földpát) porfiroklasztok, kvarc, epidot porfiroklasztok központi zónája, opak ásványok és halpikkely csillámok (Melléklet: 18.ábra). A második generációt a következőkben felsorolt ásványok képviselik. A „sakktábla albit” ikres földpátok (Melléklet: 19.ábra), melyek az alkáli földpát porfiroklasztok átalakulásai, lehetnek még albit porfiroblasztok vagy a porfiroklasztok dinamikus átkristályosodás révén létrehozott aszimmetrikus „farkai” (Melléklet: 18.ábra). A földpátok dinamikus átkristályosodása a BLG („szemcsehatár kidudorodással”) típusú mechanizmus által valósult meg, ami egy 400- 420°C körüli hőmérsékletnek felel meg (Passchier & Trouw, 1996). A kvarc alakváltozása a „szemcsehatár- vándorlásig” (GBM) is eljutthatott, ami a „pántlika-kvarc” gyakoriságát mutatja (Melléklet: 20.ábra). Ugyanakkor a kompetensebb, nyírás miatt forgó (kb. 180°-os) opak ásvány klasztok körül, hullámos vonalú szálak kvarcok fejlődhetnek ki (Melléklet: 21.ábra).

A epidot porfiroblasztok szegélyén dinamikus átkristályosodott, finomszemcsés korona formában jelenik meg az újabb generációjú epidot. Ezen porfiroblasztok pleokroizmus narancssárgától -sárgás-zöldekig terjedő (Melléklet: 22.ábra), azonban birefringencia színei zónás elrendeződése miatt egy kémiai zonalitást feltételezünk, ami a kőzet termodinamikai körülményei változásának oka lehet (pl. a terület kiemelkedése). Szinkinematikusan, a C sík mentén keletkezett csillám lemezek egészítik ki ezt a paragenézist, melyek körülölelhetik a porfiroblasztokat/ porfiroklasztokat (Melléklet: 23,24 ábra).

Az 52 számú kőzetcsiszolatról már elmondhatjuk, hogy tulajdonképpen a Lainici-Păiuș csoport kőzete lehet. Egy többszörösen átkristályosodott, finomszemcsés milonitos mátrixban az ásványparagenézis első generációjú földpát porfiroklasztjaiból csak relikturnok maradtak egy reliktn kontúrön belül (Melléklet: 25.ábra), és epidot porfiroblasztok találhatók egy kihangsúlyozott mag zónával. Második generációjú köpenyes albitosodott alkáli földpát porfiroklasztok (Melléklet: 26.ábra) jelenlétét is megfigyeltük. Az epidot porfiroblasztok komplex fejlődéstörténetet követnek: összetöredeztek, majd dinamikus átkristályosodtak a

szegélyek mentén (Melléklet: 27,28 ábra). A többszörösen átkristályosodott mátrixban lévő epidotok magzónájában az alapanyag ásványai (kvarc-földpát-csillám) helyezkednek el ugyanolyan helyzetben/irányban (zárványként) ($Si=Se$), majd ezek fölé növekedett egy idiomorf epidot kristály és ennek szegélye mentén egy mikroszemcsés epidot korona keletkezett (Melléklet: 29.ábra).

Az 53 számú kőzetcsiszolat egy milonitos szövettel rendelkező karbonátos- szericites- kloritos pala, ásványparagenezise áll: első generációbeli földpát porfiroklasztokból, fehér csillámokból, összetöredezett/feldarabolódott opak ásványokból és más ásványokból (cirkon, apatit). Gyakran a karbonátok olyan izometrikus reliktkontúrokat töltenek ki, melyek valamilyen máfikus reliktkristályra (gránát?) vagy plagioklászra emlékeztet (Melléklet: 30.ábra). Az újabb generációt képviselő ásványparagenezis: albit és karbonát (földpát porfiroklasztok róvására), filoszilikátok (klorit, zöld biotit). Az opak ásványszemcsék kompetens viselkedése miatt a nyírási zónában összetöredeztek és a repedéseket karbonát, kvarc és klorit tölthette ki, ugyanakkor a feldarabolódott és extenzió miatt eltávolodott opak ásványok közeiben gyakori a szálal kvarc ($\pm$ klorit) (Melléklet: 31.ábra). A földpát porfiroklasztok, melyek mérete elérheti az 1-2 mm-t, nagyrészt kezdeti dinamikus átkristályosodási fázisban vannak (Melléklet: 32.ábra).

Az 57 és 62 számú kőzetcsiszolatok kloritos szillimanit- tartalmú epidot porfiroblasztos palák, melyek ásványparagenezise legalább 3 típusú: első generációs kvarc, földpát, zónás epidot-magzóna, szillimanit; egy második generációbeli reliktként említhetjük az epidot porfiroblasztok zárványdús (opak és kvarc- zárványsorok, $Si=Se$) fölnövekedési zónáját; a harmadik generációt képviselő ásványok: albit, átkristályosodott kvarc, pinit (szericit + klorit massa) a szillimanit róvására (Melléklet: 33.ábra) és mikroszemcsés epidot, mely az első és második generációbeli porfiroblasztok körüli átkristályosodott koronát képezi (Melléklet: 33,34 ábra). A kvarc deformációs mechanizmusa úgy tűnik, itt is szemcsehatár vándorlással történt (GBM), ami „pántlikakvarchoz” vezetett (Melléklet: 35.ábra). Az átkristályosodott földpát porfiroblasztok ez esetben is aszimmetrikus „farkot” hoztak létre.

3. Mezoszkópos szövet- szerkezeti vizsgálatok

a. Alakváltozási mérések a nyírási zóna kőzeteiben

A nyírási zóna alakváltozása meghatározására felhasználtuk Ramsay and Hubert (1986) módszerét és abból indultunk ki, hogy az általunk vizsgált alakváltozás egy már metamorfizált kőzeten történt, illetve a vizsgált ásványszemcsék kiinduló alakja már elliptikus lehetett. Az alakváltozás visszavezetésére egy az extenziós lineációval párhuzamosan metszett felszínt (= a tektonit XZ síkját) vagy az ehhez közel állót használtunk fel (3. ábra: kézipéldányokon végzett alakváltozási mérések $a1$, $b1$, $c1$).

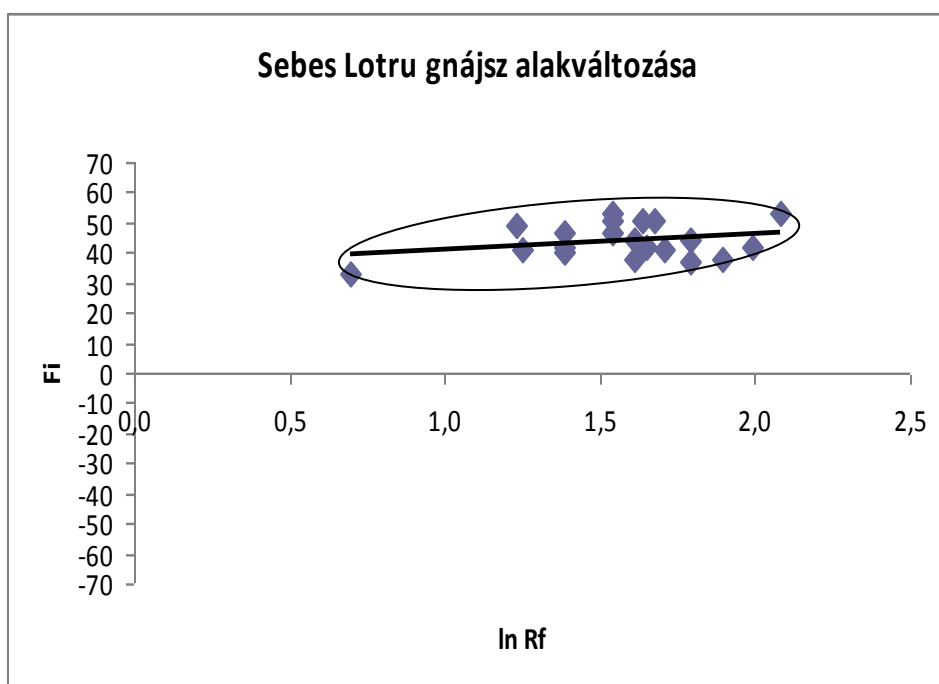
Az illető felszínen felvettünk egy irányt, melyhez képest meghatároztuk a vizsgált szemcsék (főleg földpát „farkos” porfiroklasztok) hossztengetyének szögét (ϕ), valamint a szemcsék ellipticitását (R_f = hossztengety / rövid tengety).

Egy féllogaritmikus ($\ln R_f$ fi) diagramos ábrázolással a Sebeş- Lotru gnájsz esetén egy olyan pontfelhőt és regressziós egyenest kaptunk, mely jól illeszkedik egy véges „alakváltozási” ellipszis körvonalába (3. ábra, $a2$). Ennek az alakváltozási ellipszisnek R_s ellipticitása 2,24, a mérési adatok F fluktuációja 25° és 50° között változik.

A tanulmányozott nyírási zónában, a völgyön felfelé haladva, még két kézi példányon mértük az alakváltozást (3. ábra, $b2$, $c2$). A 48 mintánál az R_s véges alakváltozási ellipszoid ellipticitása 2,2, az értékek fluktuációja nagyon szoros $F = 10^\circ$ volt. Az 57 minta esetén a véges alakváltozási ellipszoid ellipticitása $R_s = 1,73$ és az értékek szóródása egy átlag érték körül már $F = 20^\circ$ volt.



3.a.1 ábra

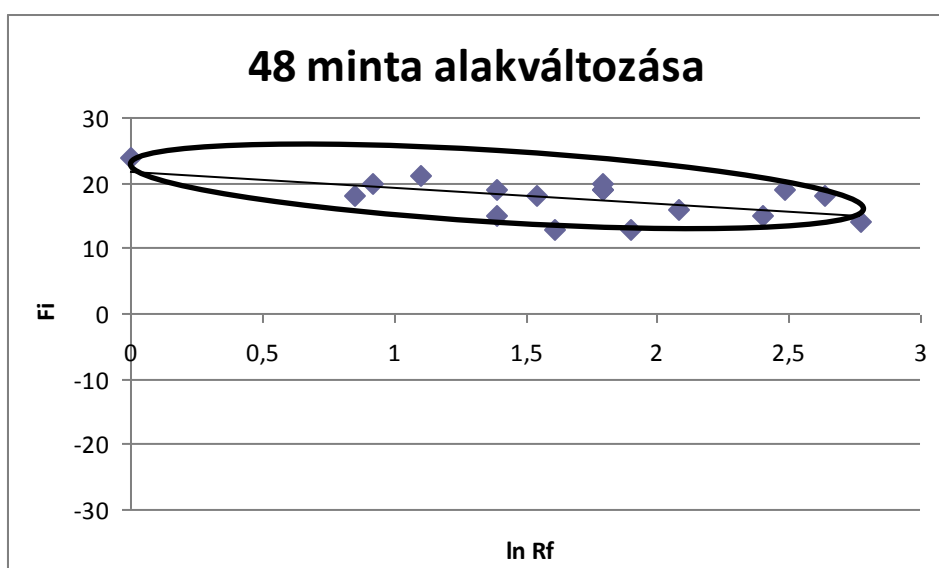


3.a.2 ábra

A 3.a.1 és 3.a.2 ábra: A S-L minta alakváltozás- mérési felszíne és a mérés φ : $\ln R_f$ diagramja.



3.b.1 ábra

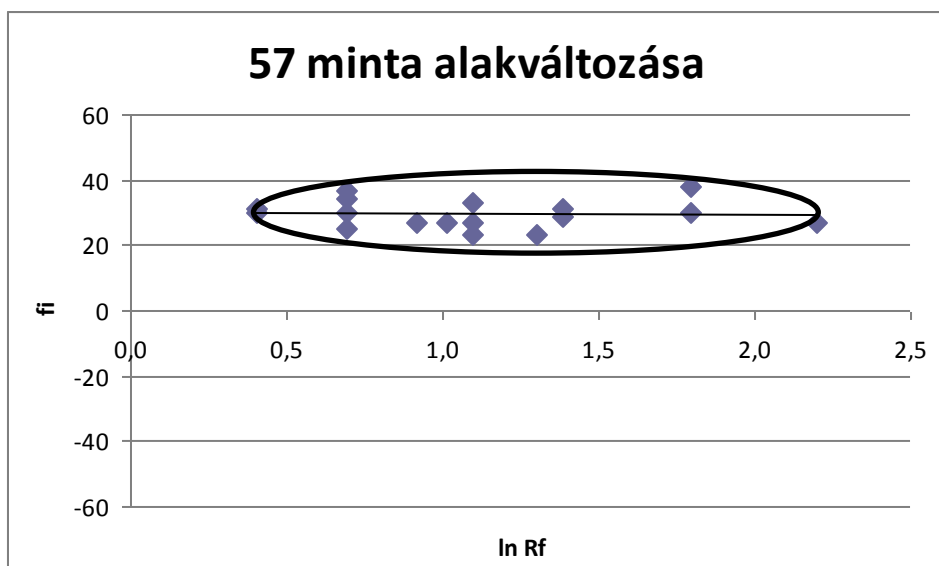


3.b.2 ábra

A 3. b1 és b2. Ábra. A 48 minta alakváltozás- mérési felszíne és a mérés φ : $\ln R_f$ diagramja.



3.c.1. ábra



3.c.2 ábra.

A 3.c.1 és c.2. ábra: Az 57 minta alakváltozás- mérési felszíne és a mérés φ : $\ln R_f$ diagramja.

b. Mezoszkópos irányított szöveti adatok

A vizsgált nyírási zóna közeteiben mértünk milonitos extenziós lineációkat (a floszilikátok hossz tengelye és kvarc hurkák tengelyei meghatározta) és penetratív milonitos foliációkat (lásd 4,5 ábra), melyeket **Schmidt diagramba** (ekviareális sztereografikus kivetítés az alsó féltékébe) vittünk be és statisztikusan feldolgoztuk a Spheristat 3. szoftverrel.

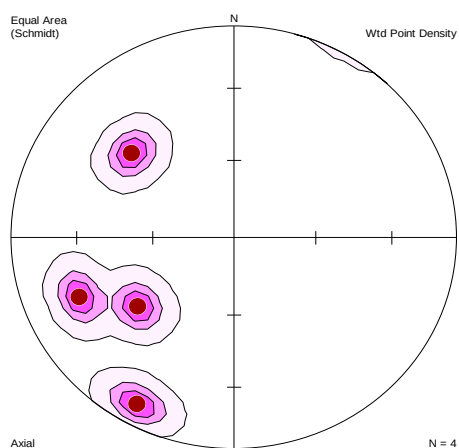


4.ábra. S- C milonitos foliáció, feltárásban. A hurkák hossz tengelyei az S-síkot jelölik, a pántlika kvarc a C-síkot.

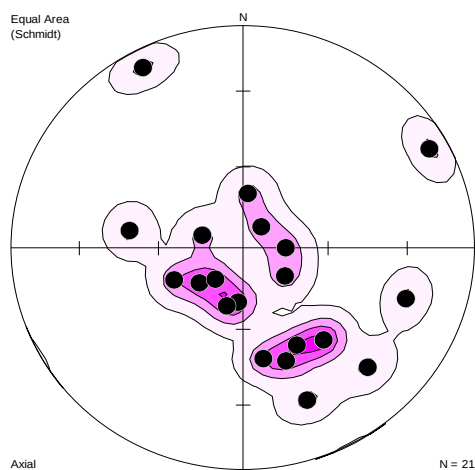


5.ábra. Milonitos foliációk és fekvő nyírástos redők feltárásban

Az extenziós lineációs diagram alapján a takaró haladási iránya Ny- DNy dőlésű vonal mentén történt (6. *ábra*), míg a milonitos foliáció csapásiránya ÉK- DNy (7. *ábra*).



6. *ábra*. Extenziós lineációs tektonogram (Schmidt háló, sztereografikus ekviareális kivetítés, alsó féltekébe), Spharistat 3.0 software



7. *ábra*. Milonitos foliációs tektonogram (Schmidt háló, sztereografikus ekviareális vetítés, alsó féltekébe), Spharistat 3.0 software

4. Mikroszerkezeti vizsgálatok

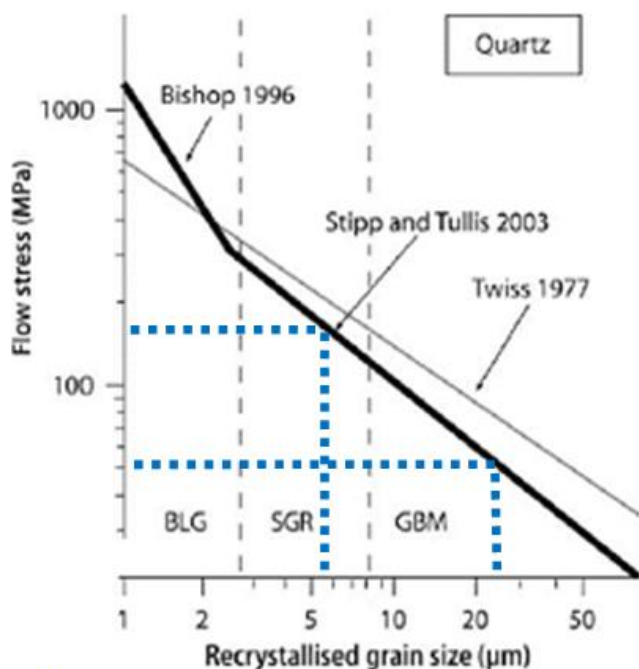
A milonitos kőzetek vékonycsiszolataiban, a kőzetek ásványparagenezisei mellett figyelemmel kísértük a dinamikusan átkristályosodott kvarc szemcsék átmérőjét és deformációs mechanizmusait is. A deformációs mechanizmusok a hőmérséklet függvényei, míg az átkristályosodott szemcsék mérete a nyírási feszültségektől függenek. Ezen megfigyelések tették lehetővé a deformációt okozó nyírási feszültségek valamint a deformáció hőmérsékletének meghatározását a takaró(k) nyírási zónájában. A dinamikusan átkristályosodott kvarc paleopiezometria (Stipp and Tullis, 2003, Twiss, 1977) alkalmazásával, a visszavezetett nyírási feszültségek a nyírási zóna szélétől a központja felé erősödött.

A dinamikusan, alszemcsehatár elforgásos (=SubGrainRotation) mechanizmussal átkristályosodott kvarc szemcsemérete és a nyírási feszültség viszonyának (lásd: [1.tábla](#)) felhasználásával (kvarc paleopiezometria, Passchierre and Trow, 1996, [8. ábra](#)), vissza lehetett vezetni a nyírási zóna központi részének helyét.

Az 1- 37 megfigyelési pontok között található a Géta takaró nyírási zónája ([8. ábra](#)), egy viszonylag erősen, fiatalabb rétegekkel fedett Sebeş-Lotru terület. A másik nyírási zóna központi része valahol a 48- 53 számú megfigyelési pontok között található, mely valószínű a variszkuszi nyírási zóna, ami a Drăgşani és Lainici- Păiuş terrének között jött létre.

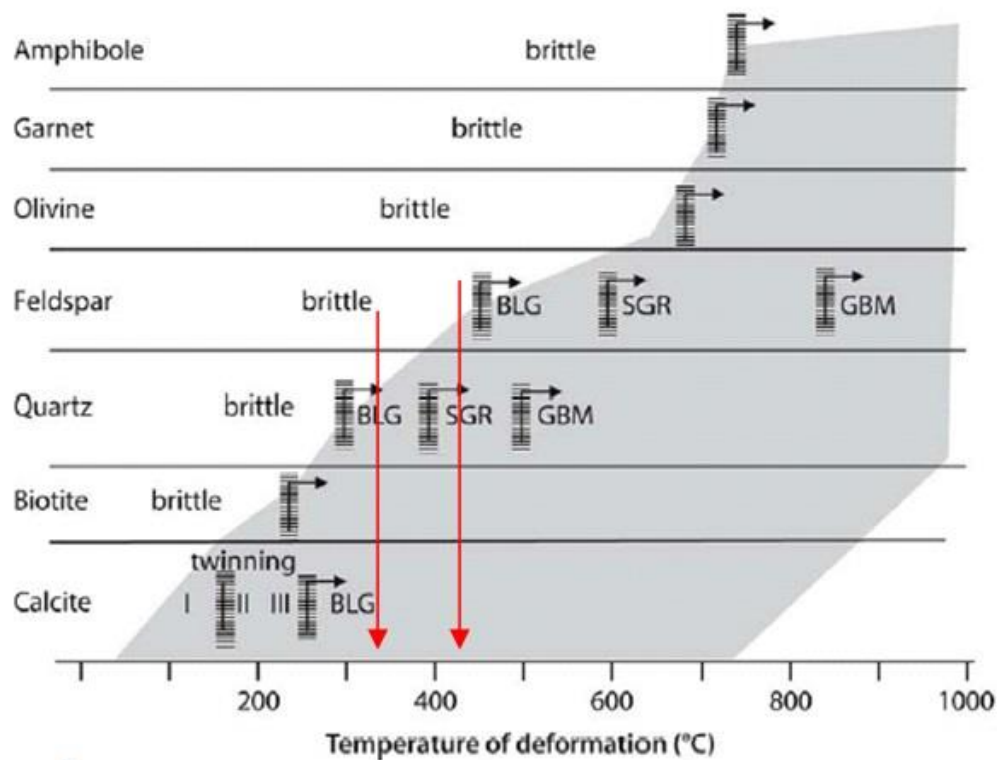
Kőzettípus	Megfigyelési pont	Kvarc szemcse-méret (μ)	Nyírási zóna σ_1 - σ_3 (Mpa)
retromorf biotitos gnájsz	1	50	20 +
retromorf szericites gneisz	37	20	70 +
Karbonátos szericites pala	38	15	85
karbonátos szericites pala	39	20	70
epidot-klorit-albitos pala	41	20	70
karbonátos szericites pala	44	15	85
epidot-porfiroblasztos szericites pala	48	5	200 +
epidot-porfiroblasztos szericites pala	52	15	85 +
karbonátos pala	53	5	200 +
epidot-porfiroblasztos szericites pala	57	10	100

[1.tábla.](#) A dinamikusan, alszemcsehatár elforgásos (=SubGrainRotation) mechanizmussal átkristályosodott kvarc szemcsemérete és a differenciált feszültségek viszonya.

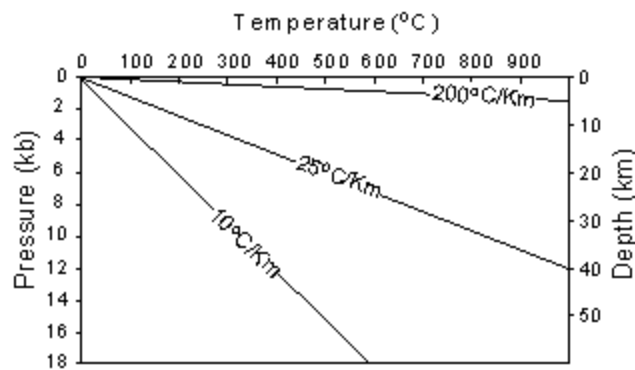


8. ábra. A kvarc paleopiezométer (Stipp and Tullis, 2003) és felhasználása (kék vonalak a tanulmányozott mintáinkban). A grafikon a dinamikusan átkristályosodott szemcseméret és a differenciált feszültség közötti összefüggést tükrözi a kvarc paleopiezometriában. A BLG (bulging), SGR (subgrain rotation) és GBM (grain boundary migration) a dinamikus átkristályosodás mechanizmusai Stipp and Tullis, 2003, Bishop, 1996, Post & Tullis, 1999 alapján és Twiss, 1977, régebbi adataihoz viszonyítva.

Ugyanakkor a földpát porfiroklastok deformációja főleg töréses volt a Géta takaró nyírási zónájában, és elérte a képlékeny, dinamikus átkristályosodási, szemcsehatár kidudorodásos (BuLginG) mechanizmussal történőt a variszkuszi nyírási zóna esetén. Figyelembe véve az ezzel kapcsolatosan végzett kísérleti adatokat (Passchierre and Trow, 1996), a deformáció maximális hőmérséklete az általunk vizsgált terület variszkuszi nyírási zónában 400- 420°C volt (9. ábra), és ami egy 25°C/km normál kontinentális geotermikus gradiens mellett, kb. 16- 18 km kéregmélyen lehetett (10. ábra). A Géta takaró nyírási zónája esetén a deformáció hőmérséklete valamivel alacsonyabb lehetett, 350°C körüli, ami 14 km kéregmélységnek felelne meg. Itt a nyírási feszültségek nem érték el a 100 Mpa nyomást.

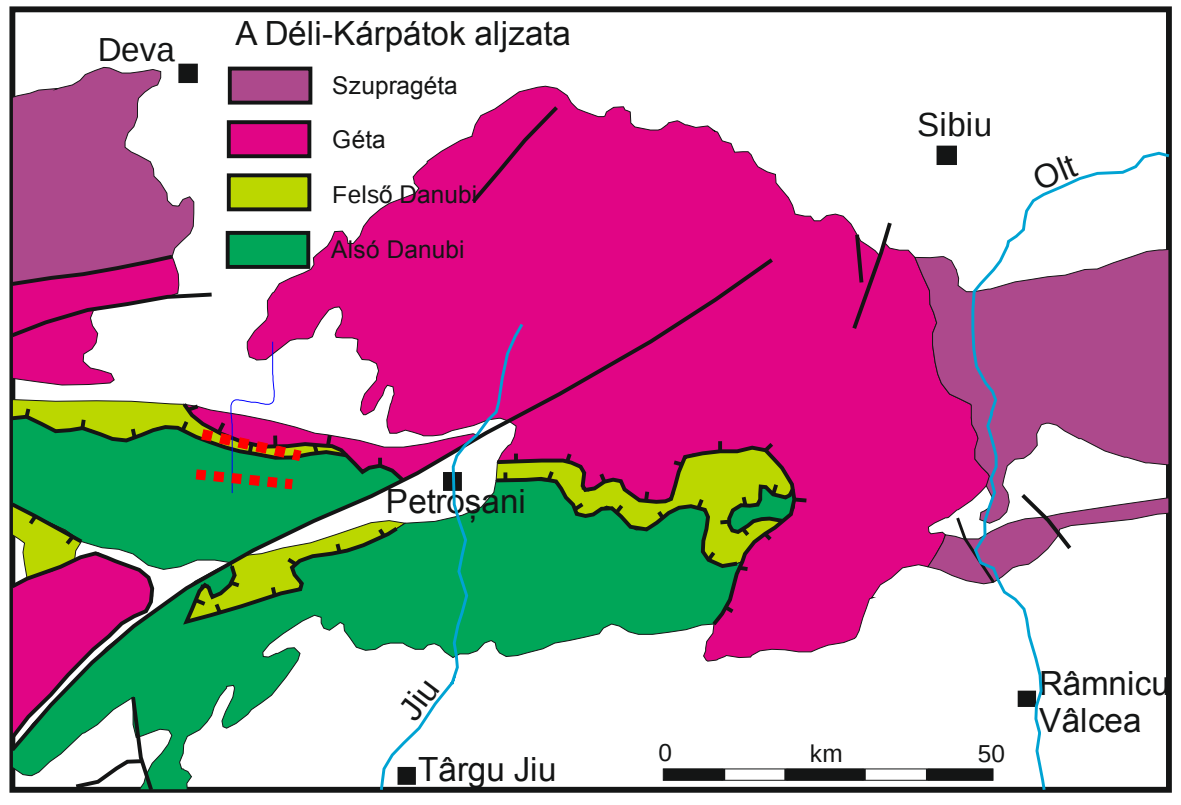


9. ábra. A képlékeny alakváltozási mechanizmusok a hőmérséklet és ásványi összetétel függvényében (Passchierre and Trow, 1996). A szürke mező a képlékeny alakváltozási mechanizmusoknak felel meg (bulging, subgrain rotation, grain boundary migration mechanizmusokkal). A piros nyíl a tanulmányozott mintákbeli hőmérsékletet mutatja.



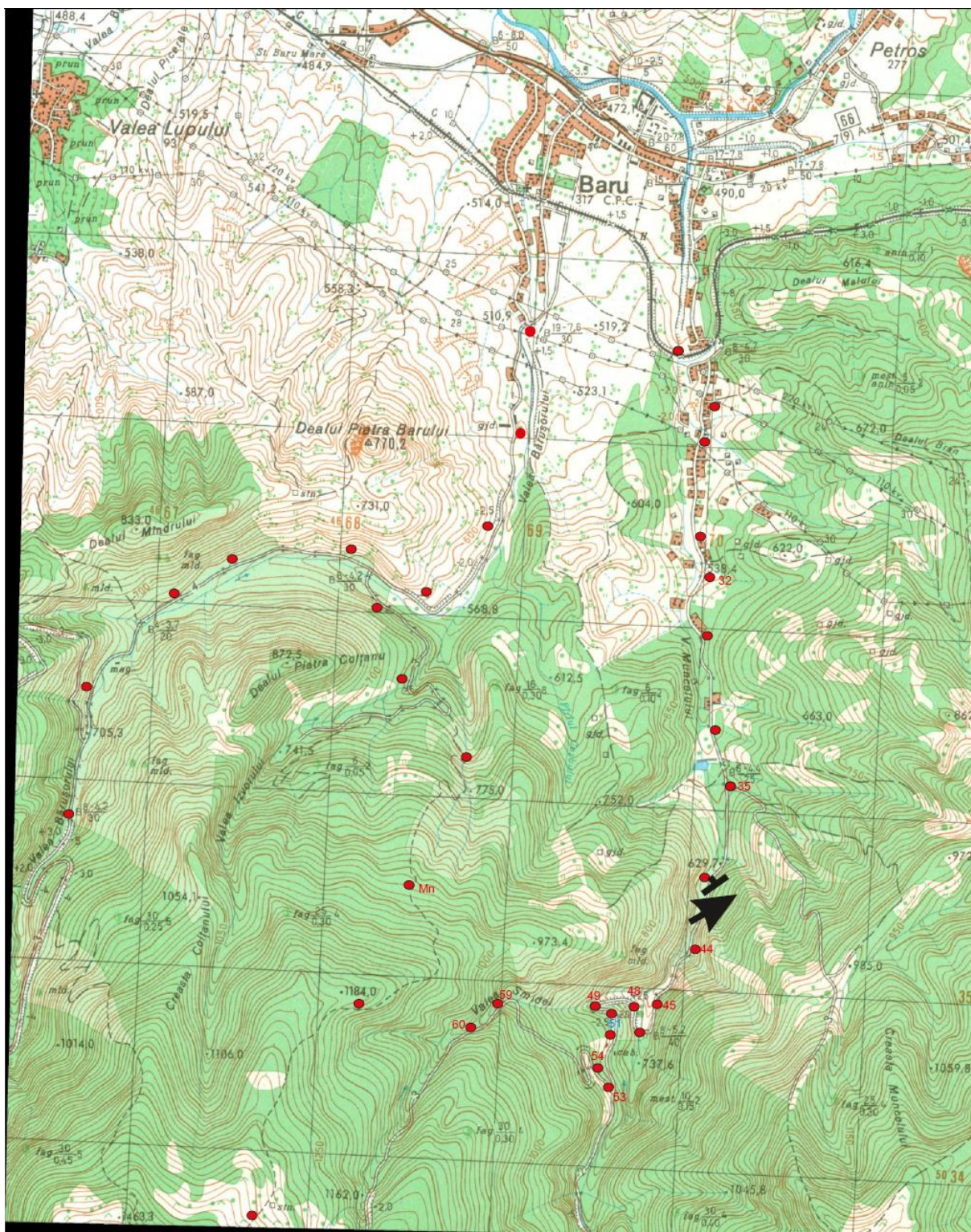
10. ábra. A kontinentális kéreg átlag geotermikus gradiense 25°C/km.

5. Következtetések



11. ábra. A térség tektonikai térképe Liégeois et al, 1996, Kräutner, 1988 alapján, módosítva. A piros pontozott vonalak az általunk kimutatott nyírási zónák központi részei: a Géta takaró nyírási zónája és a Danubi autochtonon belüli nyírási zóna.

A kőzetmintákon és ezek vékonycsiszolatain végzett mezoszkópos szövet-szerkezeti vizsgálatok, valamint a mikroszerkezeti és kőzetmikroszkópi vizsgálatok ill tanulmányok megalapozták a térképen meghúzott két takaróhatárt, éspedig a Géta takaró alsó határát és a Danubi autochtonon belül az Alsó és Felső Danubi takarók határát, Nagybár déli környékén. A lineációs tektonogram alapján a Géta takaró haladási iránya egy Ny- DNy dőlésű vonal mentén történt. Ha figyelembe vesszük a miocén kori lemezforgásokat, akkor egy 90 fokos eltérést kell feltételeznünk a megállapított irányhoz képest. A Géta takaró lenyesési zónájában a hőmérséklet 350°C körüli és a kéreg 14 km mélyén lehetett, míg a Danubi egységen belül kimutatott takaróhatár nyírási zónájában a hőmérséklet 400- 420°C körüli lehetett, ami egy 16- 18 km kéregmélységnek felelne meg egy normál (25°C/km) geotermikus gradiens figyelembe vételével.



12. ábra. Topográfiai térképkivágat, a piros pontok az általunk tanulmányozott feltárások helyét jelölik.

Bibliografie

- **Balintoni, I.C.** 1996. Raport de Cercetare Grant:6/166, Universitatea: Babes-Bolyai, Revista de Politica Stiintei si Scientometrie - *Numar Special 2005 - ISSN- 1582-1218*
- **Bishop R.R.**, 1996. Brown University, Grain boundary migration in experimentally deformed quartz aggregates: the relationship between dynamically recrystallized grain size and steady state flow stress. - *Unpublished B.Sc. thesis*
- **Csontos, L. & Vörös, A.** 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210: 1– 56
- **Dallmeyer, RD, Neubauer, F, Fritz, H. and Mocanu, V.** 1998. Variscan versus Alpine tectonothermal evolution of the Southern Carpathian orogen: constraints from Ar/Ar ages, *Tectonophysics* 290, 101- 135
- **Hartă topografică L-34-95-C-b**, Proiecția cilindrică transversală conformă Gauss-Krüger
- **Kräutner, H.G.**, 1988. Precambrian in the Carpathians. Introduction. In: V. Zoubek (Editor). Precambrian in Younger Fold Belts. J. Wiley, London, pp- 621- 623
- **Liégeois, J.P., Berza, T., Tatu, M., Duchesne, J.C.**, 1996. The Neoproterozoic Pan-African basement from the Alpine Lower Danubian nappe system (South Carpathians, Romania), *Precambrian Research* 80: 281- 301
- **Passchiere, CW & Trouw, RAJ**, 2005. Microtectonics (Springer 2005)
- **Pătrașcu, S., Bleahu, M. and Panaiotu, C.**, 1990. Tectonic implication of paleomagnetic research into Upper Cretaceous magmatic rocks in the Apuseni Mountains, Romania. *Tectonophysics*, 180, 309- 322
- **Post A., Tullis J.**, 1999. A recrystallized grain size piezometer for experimentally deformed feldspar aggregates. *Tectonophysics* 303:159-173
- **Ramsay, J.G. and Huber, M.I**, 1986. The techniques of modern structural geology, *Volume 1: Strain analysis* (Academic Press Inc. London, 1986)
- **Ratschbacher, L., Linzer, H.-G., Moser, F., Strusievcz, R.-O., Bedeleian, H., Har, N., Mogos, P.-A.**, 1993. Cretaceous to Miocene thrusting and wrenching along the Central South Carpathians due to a corner effect during collision and orocline formation. *Tectonics* 12/4, 855– 873.

- **Stilla, Al.** 1985. Géologie de la région de Hateg- Cioclovina- Pui. *Anuarul IGG, Bucuresti vol.66, pg91- 179.*
- **Stipp, M. and Tullis, J.** (2003). The recrystallized grain size piezometer for quartz, *Geophysical Research Letters* 30: doi: 10.1029/2003GL018444. issn: 0094-8276
- **Twiss RJ,** 1977. Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. *Pageophysics* 115:227-244
- **Zaharia, Luminita,** 2013. Secvența metamorfică ielova (Carpații Meridionali) – limite, petrografie și afiliație tectonică, Universitatea Babes- Bolyai, Cluj Napoca, *Rezumatul tezei de doctorat*