

UNIVERSITATEA BABEȘ-BOLYAI
FACULTATEA DE BIOLOGIE ȘI GEOLOGIE
DEPARTAMENTUL DE GEOLOGIE

#

**SECVENȚA METAMORFICĂ IELOVA
(CARPAȚII MERIDIONALI) – LIMITE,
PETROGRAFIE ȘI AFILIAȚIE TECTONICĂ**

Rezumatul tezei de doctorat

Luminița ZAHARIA

Conducător științific
Prof. Univ. Dr. Ioan BALINTONI

Cluj Napoca
2012

CUPRINSUL TEZEI

Capitolul 1. INTRODUCERE	1
1.1. SCOPUL ȘI OBIECTIVELE.....	1
1.2. LOCALIZARE ȘI CADRU GEOGRAFIC	2
1.3. METODE DE INVESTIGARE	2
1.3.1. Prelevarea de probe	2
1.3.2. Sumarul metodelor de analiză	4
Capitolul 2. CONTEXTUL GEOLOGIC	5
2.1. GEOLOGIA CARPAȚILOR MERIDIONALI.....	5
2.1.1. Structura tectonică Alpină	5
2.1.2. Unități metamorfice Pre-Alpine	9
2.2. GEOLOGIA BANATULUI DE SUD-EST	12
2.2.1. Domeniul Danubian	12
2.2.2. Domeniul Getic	15
2.2.3. Domeniul Severin	16
Capitolul 3. DATE ANTERIOARE	18
3.1. DEFINIREA ARIEI DE STUDIU.....	18
3.2. STUDII ANTERIOARE	19
3.2.1. Studii petrografice	19
3.2.2. Studii geochimice	20
3.2.3. Ipoteze legate de vârstă	21
3.3. IDEI DE AFILIERE TECTONICĂ	22
Capitolul 4. PETROGRAFIE	25
4.1. METODE ANALITICE	25
4.2. TIPURI PETROGRAFICE	25
4.2.1. Roc metasedimentare	26
4.2.2. Orthogneise	29
Capitolul 5. GEOCHIMIA ROCILOR	34
5.1. PROBELE ȘI METODELE DE ANALIZĂ	34
5.1.1. Selecția probelor	35
5.1.2. Metode de analiză	40
5.2. ROCI METASEDIMENTARE	41
5.2.1. Rezultate geochimice	41
5.2.2. Caracterizarea și clasificarea rocilor	45
5.2.3. Efectele alterării și sortării	45
5.2.4. Proveniența și caracterizarea surselor	51
5.2.5. Implicații privind settingul geotectonic	54
5.3. ORTHOGNAISE MAFICE	56
5.3.1. Rezultate geochimice	56
5.3.2. Alterarea chimică	61
5.3.3. Caracterizarea și clasificarea rocilor	64
5.3.4. Implicații privind settingul geotectonic și sursa magmei	66
5.4. ORTHOGNAISE FELSICE	70
5.4.1. Rezultate geochimice	70
5.4.2. Alterarea chimică	72
5.4.3. Caracterizarea și clasificarea rocilor	73
5.4.4. Implicații privind settingul geotectonic și sursa magmei	77

Capitolul 6. DETERMINĂRI DE VÂRSTE U-Pb PE ZIRCON	81
6.1. ZIRCONUL CA GEOCRONOMETRU	81
6.2. PRIMELE INCERCĂRI DE DATARE RADIOMETRICĂ	82
6.3. SELECTAREA ȘI DESCRIEREA PROBELOR	84
6.3.1. Orthognaise	85
6.3.2. Paragnaise	85
6.4. METODELE ȘI TEHNICILE DE ANALIZĂ	86
6.4.1. Separarea zirconului	86
6.4.2. Pregătirea și imagistica zirconului.....	86
6.4.3. Analiza zirconului	87
6.4.4. Procesarea datelor.....	88
6.5. REZULTATE.....	89
6.5.1. Morfologia și structura internă a zircoanelor	89
6.2.2. Vârstele U-Pb pe zircoane	94
6.2.3. Interpretarea datelor	103
Capitolul 7. IMPLICAȚII PALEOGEOGRAFICE	113
7.1. INTRODUCERE.....	113
7.2. CADRUL PALEOGEOGRAFIC.....	113
7.2.1. Structura tectonică a Europei	113
7.2.2. Gondwana și centura Cadomian-Avaloniană	115
7.2.3. Terene Cadomian-Avaloniene	116
7.3. VÂRSTA ZIRCOANELOR DETRITICE DIN IELOVA	118
7.3.1. Vârste pre-Mezoproterozoice	118
7.3.2. Vârste Mezoproterozoice.....	118
7.3.3. Vârste Paleozoice – Neoproterozoic superioare	119
7.4. IMPLICAȚII PALEOGEOGRAFICE	119
7.4.1. Afilieră peri-Gondwaniană a secvenței Ielova	119
7.4.2. Poziția paleogeografică a secvenței Ielova în domeniul peri-Gondwanian	121
7.4.3. Arie sursă pentru zircoanele detritice	123
7.4.4. Vârste post-Cambriene	124
Capitolul 8. SETTINGUL TECTONIC ȘI IMPLICAȚIILE EVOLUTIVE	127
8.1. INTEGRAREA DATELOR ȘI IMPLICAȚII GEOLOGICE	127
8.1.1. Integrarea datelor	127
8.1.2. Semnificații geologice	129
8.2. MODELUL GEODINAMIC	131
8.2.1. Modelul evenimentelor "Cadomian-Rheice"	132
8.2.2. Evenimentele "Cadomian-Rheice" în lanțul Alpin European	135
8.2.3. Evoluția geodinamică a Ielovei și modelul "Cadomian-Rheic"	137
8.3. AFILIEREA TECTONICĂ ÎN CARPAȚII SUDICI	141
Capitolul 9. CONCLUZII	143
BIBLIOGRAFIE	146
APPENDIX A. Date LA-ICPMS U-Pb pe zircoane	159
APPENDIX B. Imagini CL ale cristalelor de zircon	169

CUPRINSUL REZUMATULUI

Capitolul 1. INTRODUCERE	5
Capitolul 2. CADRUL GEOLOGIC	5
2.1. Structura tectonică Alpină a Carpaților Meridionali	5
2.2. Terene pre-Alpine în Carpații Meridionali	6
3.2. Geologia părții sud-estice a Banatului	8
Capitolul 3. STUDII ANTERIOARE	8
3.1. Date anterioare	8
3.2. Idei de afiliere tectonică	9
Capitolul 4. PETROGRAFIA ROCILOR METAMORFICE	10
Capitolul 5. GEOCHIMIA ROCILOR	10
5.1. Probe și metode analitice	10
5.2. Roci metasedimentare	11
5.3. Orthognaise mafice	12
5.4. Orthognaise felsice	13
Capitolul 6. DETERMINĂRI DE VÂRSTE U-Pb PE ZIRCON	14
6.1. Probe și metode analitice	14
6.2. Vârste U-Pb pe zircon	15
6.3. Interpretarea datelor	17
Capitolul 7. IMPLICAȚII PALEOGEOGRAFICE	19
7.1. Gondwana și centura Cadomian-Avaloniană	19
7.2. Vârste detritice pe zircoanele	20
7.3. Afilierea peri-Gondwaniană a Ielovei	20
7.4. Surse de zircoane detritice	22
7.5. Vârste post-Cambrian	23
Capitolul 8. SETTINGUL TECTONIC ȘI IMPLICAȚII EVOLUTIVE	23
8.1. Settingul tectonic	23
8.2. Timing-ul	24
8.3. Modelul de evoluție al secvenței Ielova	24
8.4. Afilierea tectonică în Carpații Meridionali	27
Capitolul 9. CONCLUZII	27
BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ	29

CUVINTE CHEIE: geochimie, geocronologie U-Pb pe zircoane, modelare geodinamică, afiliere tectonică, Secvența Metamorfică Ielova, Carpații Meridionali.

NOTĂ: Figurile și tabele păstrează numerotarea originală, conform cu teza de doctorat.

1. INTRODUCERE

Secvența Metamorfică Ielova¹, parte a Carpaților Meridionali, este localizată în partea de sud-est a României, în Banat, fiind delimitată de Dunăre la sud, și de Valea Mehadica la nord.

Afilieră tectonică a Ielovei la unul din cele două mari domenii cristaline ale Carpaților Meridionali este o problemă controversată. Astfel, acest studiu are ca scop caracterizarea complexă (petrografic, geochemic și geocronologic) a Ielovei, pentru a clarifica poziția ei din punct de vedere tectonic în cadrul Carpaților Meridionali. Principalele obiective sunt: (1) identificarea principalelor tipuri petrografice ale secvenței Ielova și descrierea lor, cu observarea relațiilor spațiale dintre diferite tipuri de roci; (2) caracterizarea geochemică a rocilor componente, și stabilirea settingului lor tectonic, precum și a tipului protolitolui; (3) determinarea vârstei protoliților și a diferitelor procese geologice care au fost implicate în evoluția acestei secvențe; (4) modelarea istoriei ei geodinamice și determinarea cadrului paleogeografic de evoluție; (5) și, în final, stabilirea afiliației ei tectonice în cadrul Carpaților Meridionali.

2. CADRUL GEOLOGIC

2.1. Structura tectonică alpină a Carpaților Meridionali

Structura actuală a Carpaților Meridionali este rezultatul orogenezei alpine. Principalele lor unități tectonice își au originea în trei mari arii de sedimentare: domeniul Danubian în est, domeniul Getic în vest și domeniul Severin între primele două (Codarcea, 1940). Conform modelului plăcilor tectonice aplicat Carpaților Meridionali (Rădulescu & Săndulescu, 1973), domeniul Severin a fost reprezentat de un bazin cu crustă oceanică, poziționat în lungul unui rift dezvoltat între două plăci microsialice (cratonii Getic și Euxinic; Balintoni, 1994), care reprezentau domeniile Getic, respectiv Danubian.

În cazul Carpaților Meridionali, evenimentele Alpine convergente și colizionale au avut loc din Cretacic până în Terțiar, și au inclus cutări și încălecări, ridicări și eroziuni, stagii extensionale, dezvoltare de bazine sedimentare asociate (Iancu *et al.*, 2005). Stiva rezultată a încălecat Platforma Moesica spre finalul Miocenului (intra-Sarmatian) (Iancu *et al.*, 2005).

Astfel, azi, Carpații Meridionali sunt alcătuiți din trei unități structurale, de la bază la vârf (Fig. 2.3): **Sistemul de pânze Danubiene**, ce aflurează în prezent în cadrul unei ferestre tectonice deschisă în

¹ Secvența Metamorfică Ielova va fi numită și numai Ielova sau Secvența Ielova în cadrul acestei lucrări.

pânzele structural superioare, este format din roci metamorfice Proterozoice (Berza & Iancu, 1994; Liégeois *et al.*, 1996) și formațiuni sedimentare Paleozoice slab metamorfozate, acoperite de sedimente Westphalian-Mezozoice (Berza *et al.*, 1988a,b); **Pânzele de Severin**, ce își au originea în bazinul oceanic prins între Getic și Danubian (Iancu *et al.*, 1998, Seghedi *et al.*, 1998), compuse din ofiolite Jurasice, roci magmatice alcaline și depozite de flysch (Codarcea, 1940; Iancu *et al.*, 1990); **Sistemul de pânze Getice-Supragetice** cu Pânza Getică din roci Neoproterozoic-Ordoviciene (Balintoni *et al.*, 2009, 2010a) și roci detritice Carbonifer Superior-Permiene, cu o cuvertură Mezozoică transgresivă, și cu Pânze Supragetice constituite din subasment acoperit de roci detritice Jurasice și roci carbonatice Jurassic superior-Cretacice.

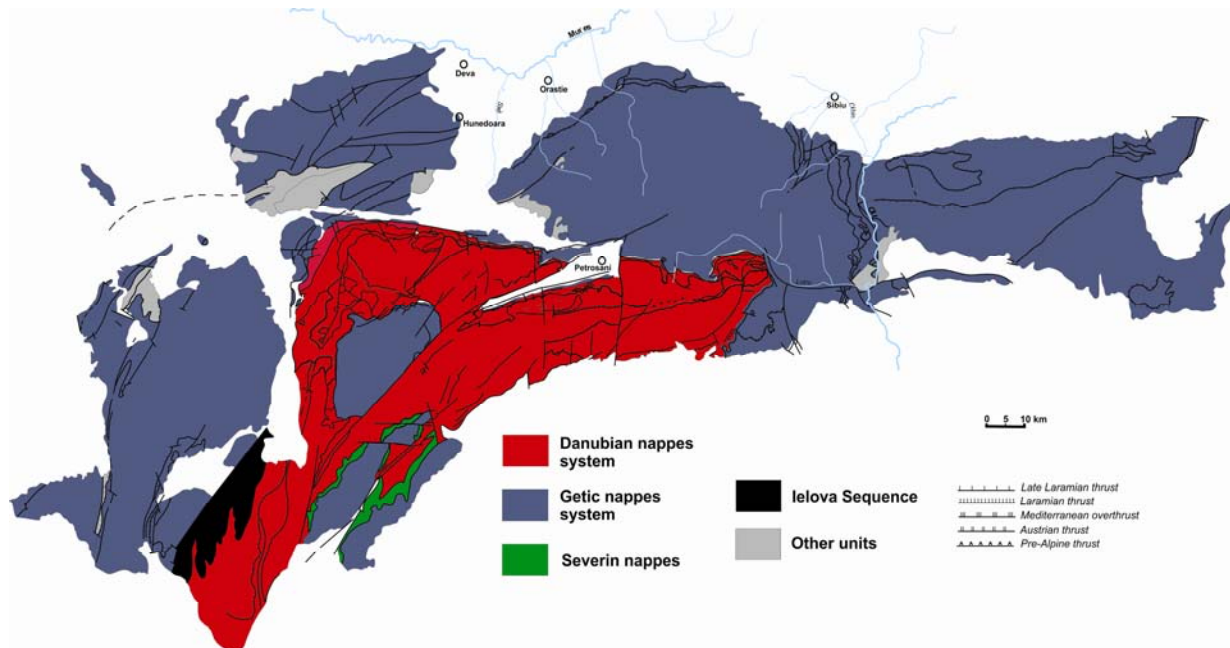


Figura 2.3. Unități structurale Alpine în Carpații Meridionali (după Balintoni *et al.*, 1989; Iancu *et al.*, 2005).

2.2. Terene pre-Alpine

În cadrul Carpaților Meridionali au fost separate numeroase unități sau terene (*e.g.* Balintoni, 1997; Balintoni *et al.*, 2009; Liégeois *et al.*, 1996; Krätner, 1996, 1997).

Unitățile *Danubiene* pre-Varistice, reprezentând fragmente Avaloniene și Ganderiene ale Gondwanei (Balintoni *et al.*, 2011a; Jordan & Stănoiu, 1993; Seghedi *et al.*, 2005) sunt terenele continentale **Drăgșan** și **Lainici-Păiuș** (Liégeois *et al.*, 1996), separate de terenul cu afinitate oceanică **Tișovița** (Mărunțiu, 1984; Krätner, 1997).

Subasamentul *Getic-Supragetic*, fragment Cadomian al Gondwanei, cu “amprente” varistice, include ca terrene: **Sebeș-Lotru, Făgăraș, Leaota, Padeș și Caraș** (Balintoni *et al.*, 2009, 2010a) (Fig. 2.4). Sebeș-Lotru iese în evidență datorită mărimii sale, eclogitelor și/sau protoliților Neoproterozoici (Balintoni *et al.*, 2010a), ceea ce indică o istorie geologică diferită de a celorlalte terrene.

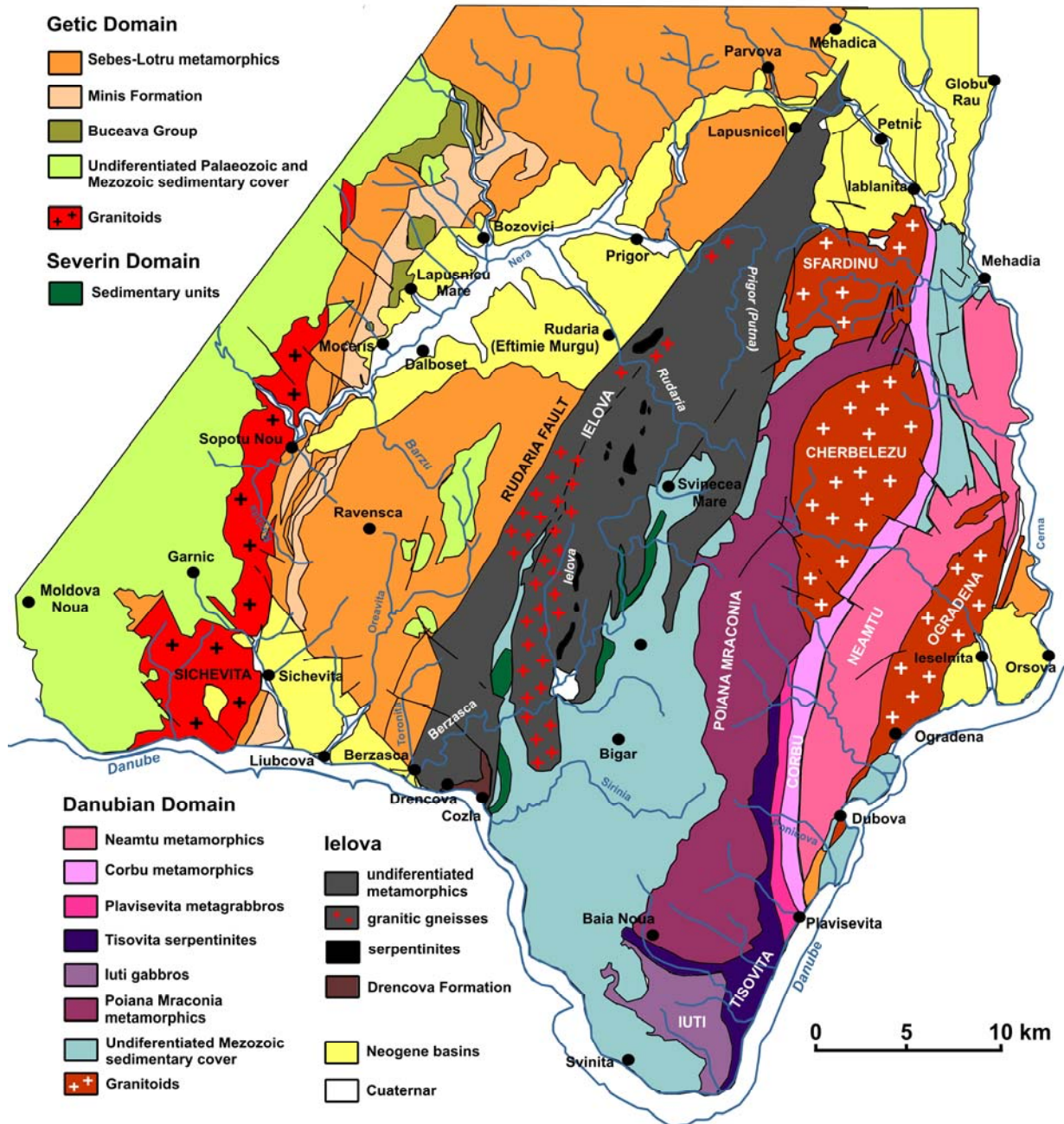


Figura 2.5. Harta geologică simplificată a părții de sud-est a Banatului (modificată după Kräutner & Krstić, 2002, 2003).

2.3. Geologia părții sud-estice a Banatului

Toate cele trei sisteme de pânze află în sud-estul Banatului, deși secvențele de Severin apar pe suprafețe foarte reduse.

Rocile cristaline ale **Domeniului Danubian** constituie subasamentul a două unități structurale majore, Retezat-Ogradena și Almăj, fiind reprezentate de diferite tipuri de magmatite și metamorfite. Structurile majore plicative și disjunctive, precum și corpurile magmatice asociate urmează un aliniament NE-SW (Bercia & Bercia, 1980) (Fig. 2.5). Depozitele sedimentare ce acoperă subasamentul sunt expuse pe suprafețe mari în cadrul sincliniului Mezozoic al Bigărului.

Rocile cristaline din **Domeniul Getic** află în cadrul unității Semenic, între cele Danubiene la est și aria sedimentară Reșița-Moldova Nouă la vest. Subasamentul Getic include o formațiune Proterozoică polimetamorfică (unitatea de Lotru) și roci ușor metamorfizate (Formațiunea de Miniș și Grupul de Buceava), toate intruse de granitoidele de Sichevița (Bercia & Bercia, 1975).

Roci aparținând **Domeniului Severin** au fost semnalate în areal doar recent (Pop *et al.*, 1992, în Pop, 1996), și aparțin numai formațiunilor sedimentare ale Pânzei de Severin: subarkose stratificate grosier spre fine și conglomerate massive polimictice.

3. STUDII ANTERIOARE

3.1. Date anterioare

Există numeroase studii care au ca subiect rocile metamorfice ale secvenței Ielova, de la simple descrieri mineralogice și petrografice, la caracterizări geochemice până la sinteze scurte dar detaliate (*e.g.* Bercia & Bercia, 1975, 1980; Codarcea, 1940; Gheorghiu, 1951; Kräutner *et al.*, 1988; Mureșan *et al.*, 1974; Zlaratova-Țop *et al.*, 1971).

Pe baza tipurilor petrografice identificate și descries în cadrul Ielovei, materialul original se consideră că a fost reprezentat de o stivă vulcanogen-sedimentară, cu gresii argiloase alternând cu roci magmatice bazice precum și tufuri și tufite, precum și roci ultrabazice și metagabrouri ca produce magmatice primare (Bercia & Bercia, 1975; Năstăseanu & Bercia, 1968). Rocile bazice au fost investigate geochemic și interpretate ca fiind produsele unei diferențieri calc-alkaline a unei magme bazice. (Mureșan *et al.*, 1974; Zlaratova-Țop *et al.*, 1971). Pe baza mineralelor și transformărilor lor, s-a stabilit un metamorfism regional pre-Devonian în faciesul amfibolitelor, fiind semnalat prezența distenului (Mărunțiu, 1976) și sillimanitului (Andrei & Match, 1976, în Kräutner *et al.*, 1988), deși studii mai recente au arătat condiții metamorfice de grad înalt, eclogitic (Iancu *et al.*, 1996). De-a lungul

faliei Rudăria, retromorfismul dinamic a afectat puternic rocile în condițiile faciesului șisturilor verzi (Năstăseanu & Savu, 1970).

Până acum nu se cunosc date radiometrice legate de secvența Ielova (Kraütner *et al.*, 1988). Oricum, ele sunt considerate ca Neoproterozoice – Paleozoice (Năstăseanu & Bercia, 1968). Pe baza unei asociații de microscopori (și în special a genului *Emphanisporites*), s-a stabilit că Formațiunea Drencova, ce stă deasupra Ielovei, este de vârstă Devonian superior (Năstăseanu & Bițoianu, 1970). Astfel, metamorfismul Ielovei a fost considerat ca fiind cu siguranță anterior Devonianului.

3.2. Ipoteze de afiliere tectonică

Codarcea (1940), primul care a separat unitatea de Ielova, a considerat-o parte a domeniului Danubian, și până destul de recent, în toate sintezele și lucrările ce au avut ca subiect geologia Banatului sudic, a apărut încadrată la Danubian (*e.g.* Kräutner *et al.*, 1988, Năstăseanu *et al.*, 1988). Oricum, datorită unor asemănări petrografice ale rocilor Ielovei cu cele ale grupului Lotru din Domeniul Getic, au existat numeroase enunțuri legate de o posibilă apartenență a Ielovei la Getic (*e.g.* Codarcea, 1940; Bercia & Bercia, 1980).

Iancu & Mărunțiu (1989) au discutat în detaliu implicațiile tectonice și regionale ale unei posibile mutări a Ielovei la Getic, și au adus și primele argumente în favoarea acestei idei. Dar cel mai puternic argument a fost reprezentat de semnalarea pe suprafețe reduse a unităților de Severin, acoperite tectonic de metamorfitele Proterozoice ale Ielovei, ceea ce a rezultat într-o afiliere parțială a acesteia la Pânza Getică (Pop, 1996; Kräutner & Krstić, 2002)

Studiile publicate după 1996, limita dintre Domeniile Getic și Danubian în arealul Banatului, a fost trasată diferit, în funcție de harta/studiul/autorul citat (Fig. 3.1)

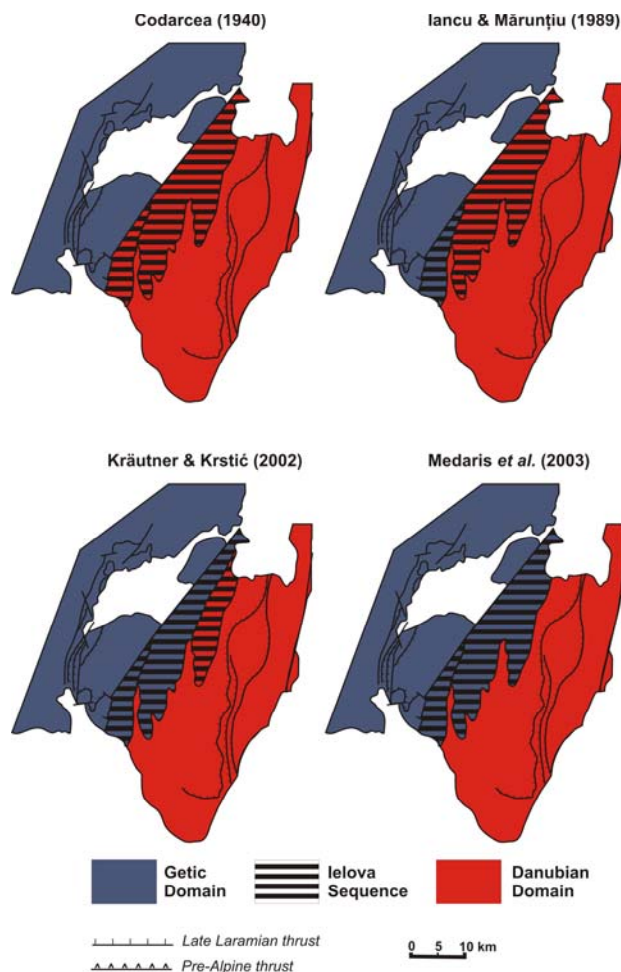


Figura 3.1. Schițe ale Banatului de sud-est, cu diferite delimitări ale domeniilor Getic și Danubian, conform cu literature de specialitate.

4. PETROGRAFIA ROCILOR METAMORFICE

Există numeroase studii ce descriu, uneori chiar în detaliu, petrografia rocilor metamorfice ale secvenței Ielova (e.g. Bercia & Bercia, 1975, Zlaratova-Țop *et al.*, 1971), drept pentru care în prezentul studiu au fost descrise sumar principalele tipuri petrografice, insistându-se pe relațiile spațiale dintre ele.

Rocile metasedimentare, reprezentate de gnaise biotitice cu/fără granați, gnaise micacee, micașisturi, dar și gnaise amfibolitice, gnaise cuarțo-feldspatice și cuarțite, apar expuse în aflorimente largi de până la câțiva zeci de metri lățime.

Amfibolitele și ortognaisele amfibolice aflorează fie ca și corpuri alungite (de pînă la câțiva metri lungime) sau ca benzi mai reduse ca mărime, mai mult sau mai puțin continue, prinse în cadrul gnaiselor mai felsice. Se poate presupune că protolitul rocilor amfibolitice a intrus rocile sedimentare ca dike-uri sau sill-uri, sau ca și curgeri mai mafice.

Gnaisele granitice apar sub forma unei “benzi” ce taie transversal (NW-SE) partea sudică a Ielovei (Fig. 2.5), și sunt expuse sub forma unor aflorimente uniforme cu deschidere largă (zeci de metri lățime) ceea ce sugerează că mari cantități de magmă au intrus sedimentele stratificate.

Numeroase corpuri alungite de **serpentinite** au fost descrise în cadrul Ielovei (Fig. 2.5), dar cel mai bine sunt expuse în arealul Rudăria-Urda Mare. **Migmatitele** reprezintă una dintre cele mai spectaculoase caracteristici petrografice ale secvenței studiate. Materialul leucocrat este injectat în gnaise, concordant sau discordant, determinând apariția a numeroase și variate structuri migmatitice: diverticule și vene centimetrice la metrice, uneori cutate; lentile de dimensiuni variate, vene boudinate sau structuri difuze. Apariția **pegmatitelor** este în conexiune cu procesul intens de migmatizare.

5. GEOCHIMIA ROCILOR

5.1. Probe și metode analitice

Studiul geochimic s-a bazat pe 25 determinări ale oxizilor majori prin fluorescență de raze X (XRF) și spectroscopie de emisie atomică cu plasmă cuplată inductiv (ICP-AES). Pentru 20 de probe s-au determinat și elementele urmă și pământurile rare prin spectroscopie de masă cu plasmă cuplată inductiv (ICP-MS). Probele includ 12 roci metasedimentare (micașisturi, gnaise cu biotit și gnaise cu biotit și hornblendă) și 13 orthognaise (un “*group mafic*” compus din 8 probe, amfibolite și gnaise amfibolitice cu biotit, și un „grup felsic” cu 5 gnaise granitoide).

5.2. Rocile metasedimentare

Rocile studiate au fost inițial greywacke și marne imature. Poziția paragnaiselor din Ielova în diagrama A–CN–K (Nesbitt & Young, 1984, 1989) (Fig. 5.4) sugerează că materialul sursă a fost slab alterat. Nici una din probe nu se situează în apropierea liniei A–K, ceea ce indică o alterare în aria sursă reprezentată doar de distrugerea feldspaților plagioclazi, ceea ce corespunde unei alterări chimice

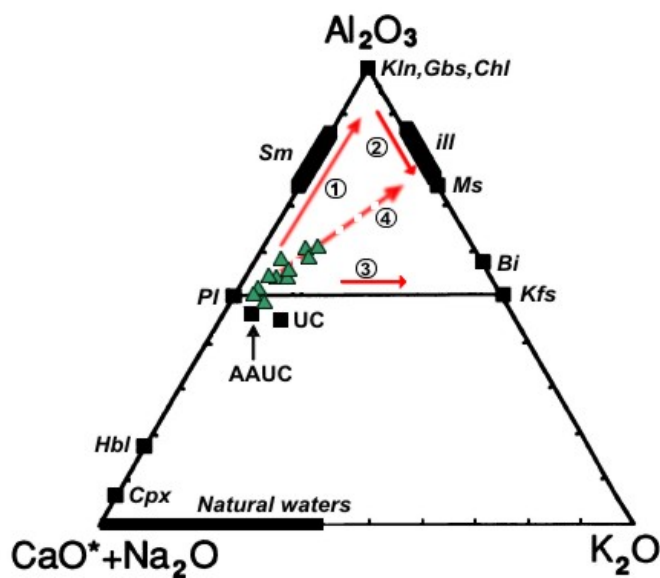


Figura 5.4. Diagrama ternară A–CN–K (CIA) (mol%) după Nesbitt & Young (1982) pentru metasedimentele din Ielova. Compoziția crustei superioare Arhaice (AUCC) și cea a crustei superioare (UC) după Taylor & McLennan (1985). (1) Trend de alterare, (2) Trend metasomatic, (3) Inlocuirea plagioclazilor de către feldspații potasici, (4) Trendul metasedimentor din Ielova.

intermediare. Valorile constante ale Zr, Nb, Y și Ta, precum și variațiile nesistematice observate între LREE și Th, Ta/La și Ti sau HREE și Hf (La Flèche & Camiré, 1996), indică faptul că acumularea mineralelor grele nu a influențat prea mult semnatura geochimică a rocilor metasedimentare din Ielova. Astfel efectul sortării hidrodinamice în timpul transportului asupra chimismului este minim (Nesbitt & Young, 1996).

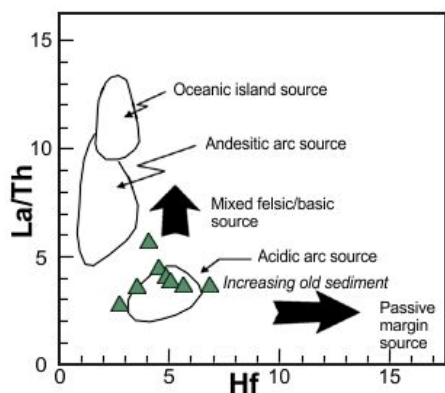


Figura 5.9. Diagrama La/Th vs. Hf pentru identificarea sursei paragnaiselor (Floyd & Leveridge, 1987).

Compoziția rocilor metasedimentare ale Ielovei sugerează o proveniență în principal din roci magmatice felsice, cu ceva contribuții minore bazice. (Fig. 5.9). Conținutul de elemente urmă (diagramele ternare La–Th–Sc, Th–Co–Zr și Th–Sc–Zr, Bhatia & Crook, 1986; Fig. 5.11) indică o sedimentare ce a avut loc pe o margine convergentă într-un setting continental de arc volcanic (adică într-un setting de inter-arc, back-arc sau fore-arc al unui arc volcanic dezvoltat pe o crusta continentală subțire).

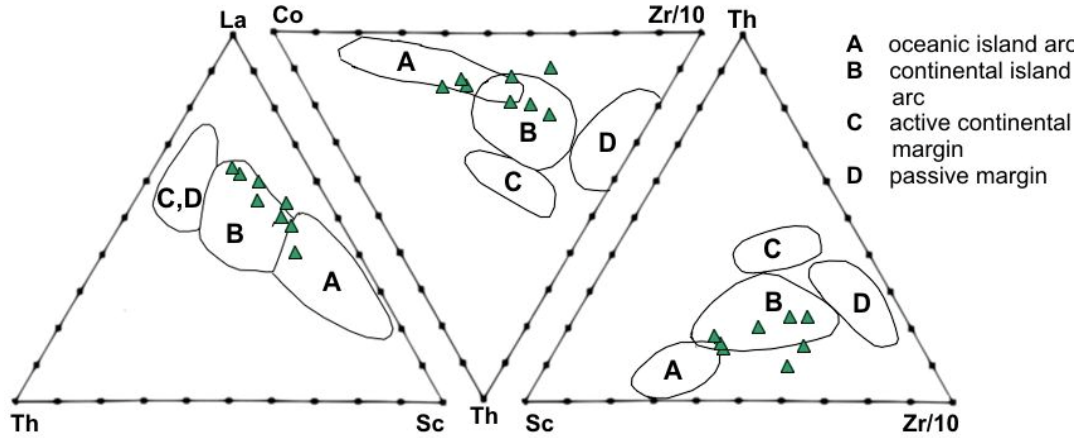


Figura 5.11. Diagrama de discriminare a settingului tectonic pentru metasedimentele din Ielova , pe baza elementelor urmă (după Bhatia & Crook, 1986).

5.3. Orthogneisele mafice

Gnasele mafice din Ielova sunt subcaline, dominant calc-alkaline și metaluminoase. Protoliții lor erau reprezentați de gabbrouri (gnase bazice – grupul Ib) și diorite (gnase intermediare – grupul Iib), în timp ce conținutul de elemente urmă indică afinități andezitice pentru Iib, și pentru andezite bazaltice și bazalte subcaline pentru Ib.

Diagrama Zr vs. Zr/Y (Pearce & Norry, 1979; Pearce, 1983) arată pentru toate orthogneisele mafice un setting tectonic de tip intra-placă (Fig. 5.22.a), în conexiune cu un arc continental (Fig. 5.22.b). Pe baza raportului Ti/V >20, orthogneisele mafice studiate au o afinitate oceanică, mai degrabă decât o origine legată de un arc, toate probele plasându-se mai mult mai puțin în câmpul “bazinului de back-arc basîn și MORB”, deși pentru cele cu chimism intermediar (grupul Iib) și o afiliere la câmpul “calc-alkalin” poate fi observată, ceea ce este în acord cu alte discriminări.

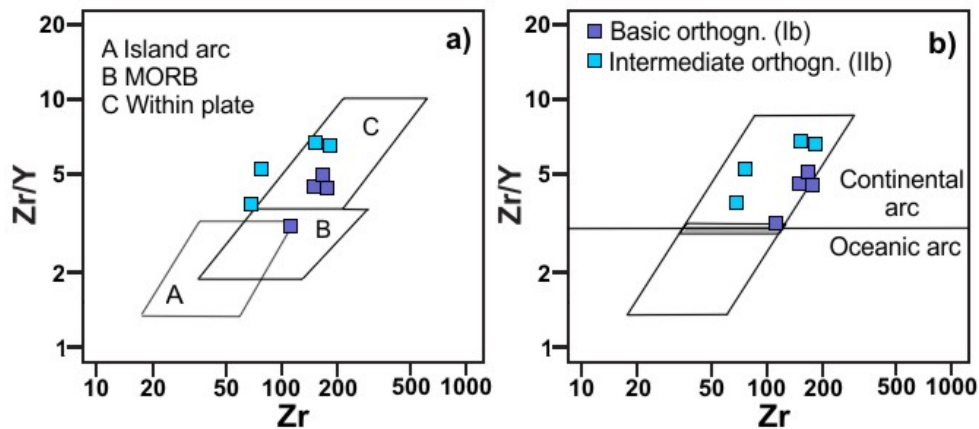


Figura 5.22. Diagrame de discriminare a settingului tectonic pentru orthogneisele mafice din Ielova, după a) Pearce & Norry (1979) și b) Pearce (1983).

"Bazaltele" (Ib), provenind dintr-o magmă ușor îmbogățită de tip MORB, au afinități mai pronunțate pentru un fund oceanic. Împreună cu caracteristicile subducționale, indică un bazin marginal, cel mai probabil de back-arc, unde o magmă similară cu MORB a putut fi influențată de placa subdusă. "Andezitele" (IIb) prezintă ambele tipuri de caracteristici, atât subducționale, cât și intra-placă, indicând o origine magmatică de arc.

În concluzie, datele geochemice sugerează că settingul tectonic al orthogneiselor mafice din Ielova a fost de tip intra-placă, cel mai probabil un arc continental – bazin de back-arc.

5.4. Orthogneise felsice

Conform numeroaselor diagrame de clasificare petrografică, bazate în special pe elementele urmă, gnaișele felsice din secvența Ielova sunt de tip granitic, în timp ce o singură probă (#44), mai mafică, este de tip granodioritic. Gnaișele felsice studiate sunt subalcaline, mai precis calc-alcaline, ușor peraluminosae (cele granitice) sau metaluminosae (proba granodioritică #44).

Caracteristicile chimice ale granitelor, precum conținutul ridicat de SiO₂, Na₂O + K₂O, Fe/Mg, Ga/Al, Zr, Nb, Ga, Y și Ce, dar și cel scăzut de CaO, se potrivesc cu cele specifice unui granit de tip A, fapt confirmat și de numeroasele diagrame propuse de Whalen *et al.* (1987), indiferent că implică elemente majore sau minore.

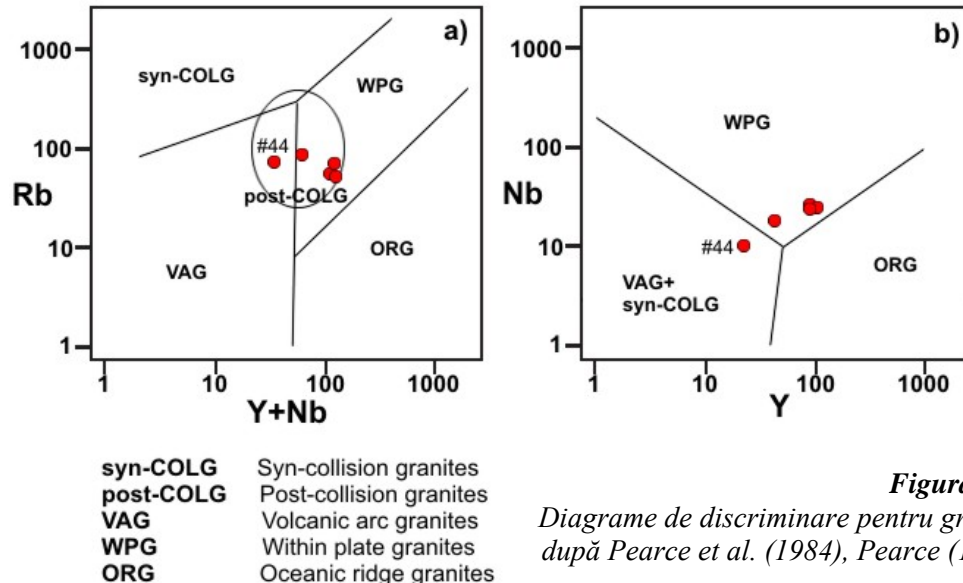
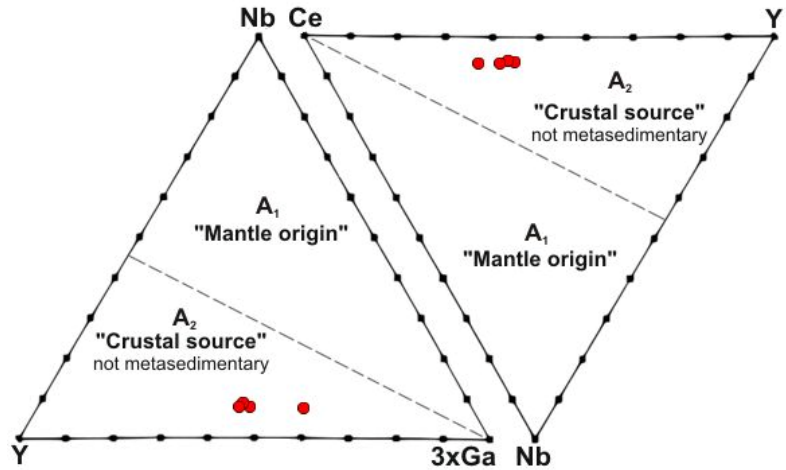


Figura 5.30
 Diagrame de discriminare pentru granite,
 după Pearce *et al.* (1984), Pearce (1996).

În diagramele Rb vs. (Y+Nb) și Y vs. Nb ale lui Pearce *et al.* (1984) (Fig. 5.30), gnaișele granitice din Ielova se poziționează în câmpul intra-placă, în timp ce proba granodioritică #44 se arată a fi un granitoid de arc vulcanic. Pearce (1996) modifică diagrama Rb vs. (Y+Nb) a lui Pearce *et al.* (1984) prin adăugarea unui câmp post-colizional (Fig. 5.30.a), care include toate probele de orthogneise felsice analizate din Ielova.

În acord cu diagramele de separare A_1 - A_2 ale lui Eby (1992) (5.34), toate gnaisele granitice investigate sunt de tip A_2 , ceea ce presupune că au o sursă crustală care nu este sedimentară la origine. Granitele de tip A_2 pot apărea într-o varietate de settinguri tectonice, inclusiv în cele post-colizionale sau cu adevărat anorogenice (Eby, 1992). Totuși protoliții granitelor de tip A_2 sunt amplasați în settinguri extensionale. În ceea ce privește sursa magmei, caracterul A_2 al granitelor gnaisice indică faptul că magma a fost generată de o crustă ce a trecut printr-un ciclu de subducție sau printr-o coliziune continent-continent.

Figura 5.34. Diagrame de discriminare între granitele de tip A_1 și A_2 (după Eby, 1992).



6. DETERMINĂRI DE VÂRSTĂ U-Pb PE ZIRCON

6.1. Selecția probelor și metodele de analiză

Pentru investigații geocronologice au fost selectate șapte probe (Fig. 6.2). Roca colectată de pe Valea Globu (#O1) a furnizat doar câteva zircoane de slabă calitate, ce nu au fost analizate. Celelalte șase probe, bogate în cristale de zircon, au cuprins două orthogneise (#B1 – gnais granitic și #B2 – gnais amfibolitic) și patru paragneise (#B3 – sist clorito-sericitos; #B4 paragneis amfibolitic; #R1 – gnais micaceu; #R2 – gnais cuarțo-feldspatic).

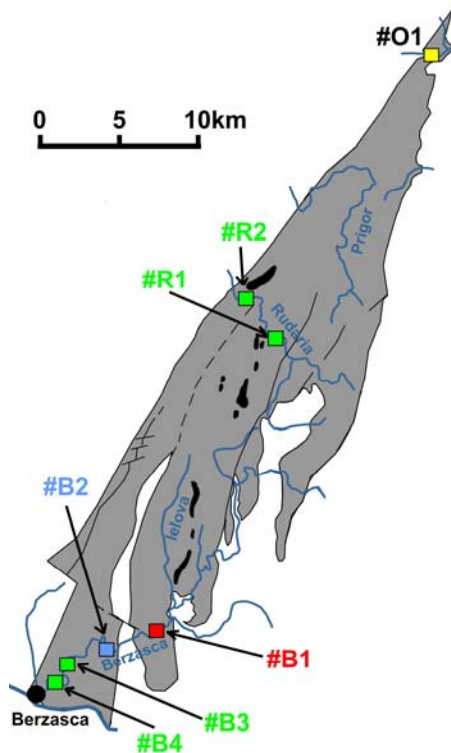


Figura 6.2.

Punctele de colectare a probelor pentru datare din Ielova. Pătratul galben indică proba cu zircoane slab calitative, cele verzi arată rocile metasedimentare, iar pătratul roșu și albastru reprezintă orthogneisele.

Vârstele izotopice au fost determinate prin analize U-Pb pe cristale de zircon, prin spectroscopie de masă cu plasmă cuplată inductiv, cu ablație laser (LA-ICP-MS). Cristalele selectate au fost vizualizate prin catodo-luminiscență (CL) pentru a li se studia structura internă în vederea selectării zonelor de ablare.

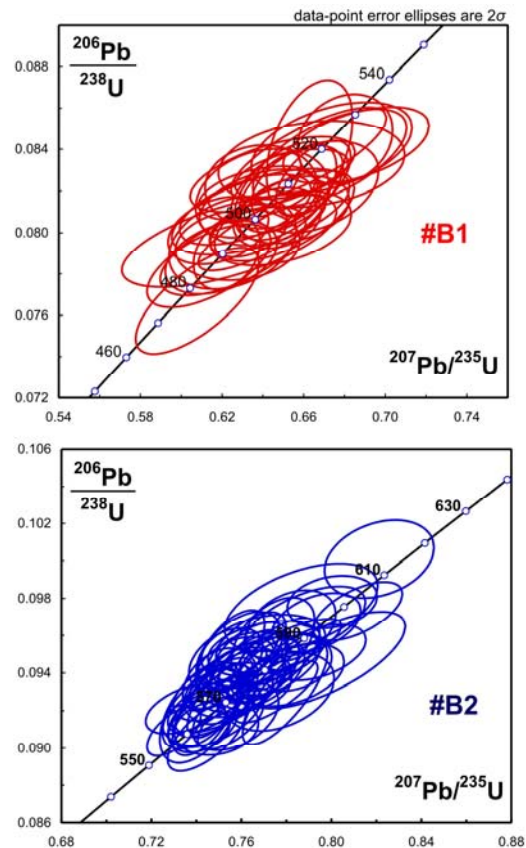
6.2. Vârste U-Pb pe zircon

În cazul orthognaiselor, analizele care nu s-au încadrat în intervalul de concordanță de 90-110% au fost respinse, în timp ce pentru paragneise, intervalul amintit a fost de 85-105%. Pentru zircoanele mai tinere de 1000 Ma, s-au utilizat vârstele $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages datorită preciziei mai ridicate, în timp ce pentru cele cu vârste mai mari de 1000 Ma s-au preferat vârstele $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ deoarece sunt considerate a reprezenta mai bine adevărata vârstă a zircoanelor vechi (*e.g.* Balintoni *et al.*, 2009).

Orthognaise

Gnaisul granitic #B1 conține zircoane cu vârste dominant în intervalul 474-523 Ma, interval de-a lungul căruia se distribuie continuu, fără o grupare preferențială (Fig. 6.9). **Gnaisul amfibolitic #B2** arată aceleași caracteristici cu #B1, vârstele $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages distribuindu-se continuu în intervalul 559-615 Ma, cu o singură excepție, cea mai veche valoare (o vârstă $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{U}$ de 615 ± 10 Ma, cu o vârstă concordantă de 612.3 ± 3.4 Ma) (Fig. 6.9).

Figura 6.9. Diagramele concordia U-Pb pe zircoane pentru probele #B1 și #B2.



Paragneise

Toate cele patru probe metasedimentare datate (**#B3**, **#B4**, **#R1** și **#R2**) au spectre de vârstă foarte largi, cu cele mai tinere valori fiind obținute fără excepție pe margini de cristale, de obicei bogate în U, iar cele mai vechi provenind de la nuclee moștenite, Paleoproterozoice și chiar Arhaice (Table 6.1).

Tabelul 6.1. Vârste obținute pe zircoane detritice din probele metasedimentare, ordonate crescător.

<i>Sample #B3</i>		<i>Sample #B4</i>		<i>Sample #R1</i>		<i>Sample #R2</i>	
<i>Age (Ma)</i>	<i>± (Ma)</i>	<i>Age (Ma)</i>	<i>± (Ma)</i>	<i>Age (Ma)</i>	<i>± (Ma)</i>	<i>Age (Ma)</i>	<i>± (Ma)</i>
362	7	383	5	404	13	389	7
437	9	387	4	526	9	451	19
443	12	388	4	535	16	483	8
445	13	391	5	557	9	521	8
458	14	393	4	562	14	526	14
475	2	396	5	565	10	529	12
486	9	400	5	572	10	533	7
489	11	402	7	584	12	535	9
495	10	404	5	592	7	547	7
498	10	451	10	622	18	581	9
499	7	490	9	640	15	594	11
512	7	491	7	642	17	605	11
519	15	507	6	1712	36	607	10
521	5	514	9	1960	34	650	11
531	20	524	10	2138	42	764	11
531	10	536	9			843	23
542	8	537	9			1194	30
542	7	540	5			1216	28
546	16	542	9			1526	48
548	10	581	17			1966	32
553	10	608	12			2002	34
553	9	623	15			2008	52
556	9	630	13			2028	20
557	6	641	7			2046	30
561	13	658	12			2048	26
568	10	718	13			2052	56
569	11	729	7			2058	30
570	17	1130	22			2060	28
576	12	1984	32			2062	24
582	5	1986	22			2072	22
587	15	1986	18			2074	32
595	11	1986	18			2078	26
617	11	2000	18			2078	22
617	11	2010	22			2086	30
623	10	2016	18			2150	22
648	19	2046	46			2210	20
934	9	2056	28			2220	30
935	19	2072	22			2366	20
1994	28	2074	22			2498	20
2014	38	2090	32			2520	20
2024	40	2350	18			2542	26
2106	48	2478	42			2554	24
		2592	16			2556	20
		2602	16			2638	10
		2606	22			2662	22
		2628	12			2950	22
		2720	16				
		2826	14				

Devonian
Silurian
Ordovician
Cambrian
Neoproteoz.
Mezoproteroz.
Paleoproteroz.
Archaean

* vârstele scrise in italic sunt obținute de pe margini-concreșteri ale cristalelor.

5.3. Interpretarea datelor

Vârste de protolit

Pentru gnaisul granitic #B1, vârsta de protolit poate fi considerată în jur de 500Ma, în conformitate cu cea indicată de un grup de 21 de vârste coerente statistic (fig. 6.18).

Proba #B2 are un grup statistic mai larg, de 33 analize, care dau o vârstă de 581 ± 3 Ma (95% conf.), în timp ce pe curba de probabilitate se poate vedea clar un maximum la 584Ma (fig. 6.18). Astfel, cel mai probabil, gnaisul amfibolitic #B2 are o vârstă de cristalizare de cca. 584Ma.

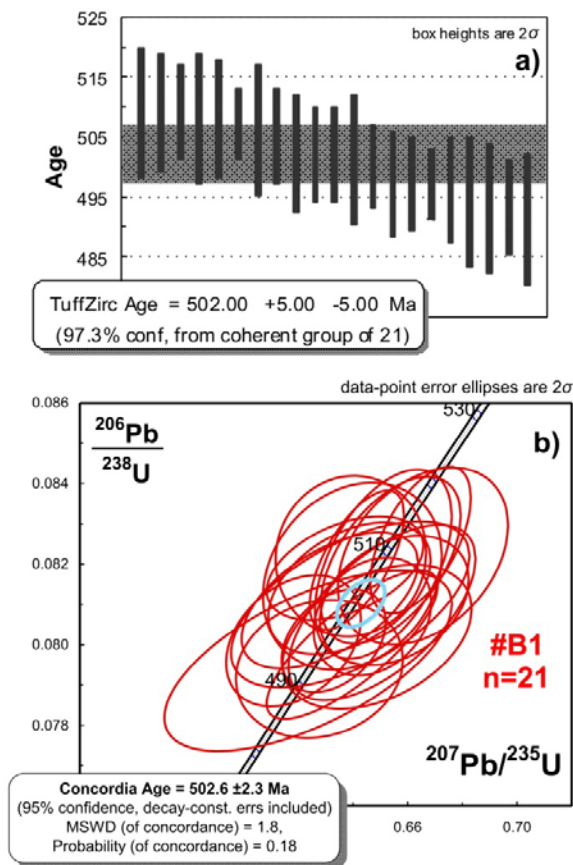


Figura 6.18. a) Analiza statistică mediană a vârstelor $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ce corespund unui grup de 21 de analize pe zircoane din proba granitică #B1. **b)** Diagrama concordia și vârsta concordia pentru același grup de 21 de analize.

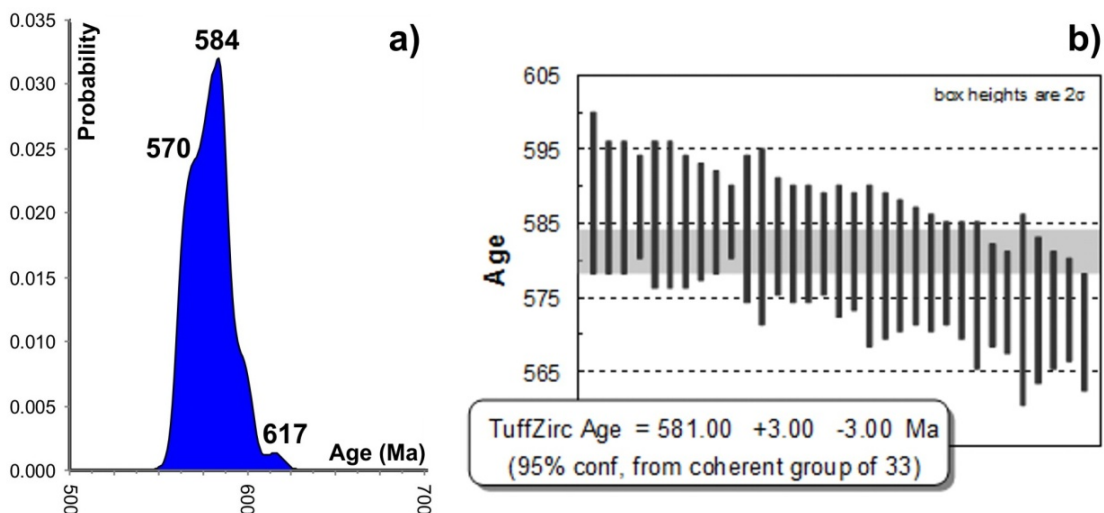


Figura 6.19. a) Curba de probabilitate-densitate pentru toate vârstele de pe zircoane și **b)** analiza statistică mediană a vârstelor $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ce corespund unui grup de 33 de analize pe zircoane din proba #B2.

Vârsta evenimentelor termo-tectonice

Rocile metasedimentare din secvența Ielova conțin un număr foarte mare de zircoane cu structuri interne complexe. Din tot setul de date, fără excepție, cele mai tinere vârste sunt obținute pe zone din cristal cu un raport Th/U foarte scăzut, <0.1 , o caracteristică obișnuită a zircoanelor metamorfice și recrystalizate (e.g. Schaltegger *et al.*, 1999; Hoskin & Black, 2000; Rubatto *et al.*, 2001; Rubatto, 2002; Hoskin & Schaltegger, 2003).

Cele mai tinere vârste, sunt specifice pentru toate cele patru probe investigate, și sunt Devonian-Ordoviciene. Zonele din zircon care le-au furnizat, sunt reprezentate de supracreșteri întunecate și fără structură clară, un indiciu pentru recrystalizare metamorfică (Fig. 6.20). Apariția lor repetată indică evenimente termotectonice care au afectat rocile sedimentare ale Ielovei în jur de 437-483Ma (Ordovician-Silurian) și 362-404Ma (Devonian).

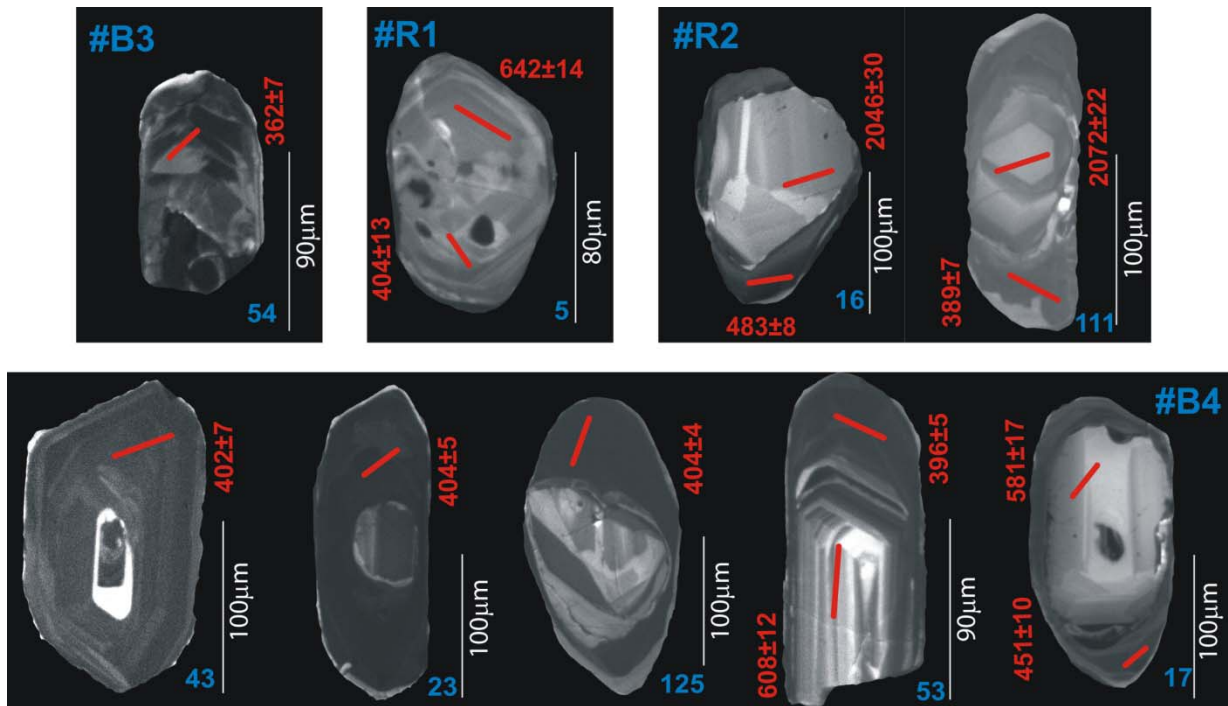


Figura 6.20. Imagini CL ale unor zircoane din paragneisele din Ielova, cu cele mai tinere vârste, obținute pe margini/concreșteri de cristale (numărul în albastru indică numărul cristalului, linia roșie marchează zona de ablație, numărul în roșu arată vârsta obținută în Ma).

Vârsta de sedimentare

În principiu, vârsta maximă de depunere pentru o rocă sedimentară este dată de cea mai tânără vârstă obținută de la un zircon detritic. Însă, din cauza incertitudinii statistice a unei singure analize, vârsta maximă de sedimentare este aproximată mai bine de vârsta medie a celei mai tinere populații de zircoane (e.g. Kontinen *et al.*, 2007; Diez Fernández *et al.*, 2010) sau chiar a celei mai mari populații de zircoane tinere (e.g. Fuenlabrada *et al.*, 2010), toate $<10\%$ discordanță.

Așa cum s-a discutat, cele mai tinere vârste pentru fiecare din cele patru probe metasedimentare datează concreșteri și margini, și arată caracteristici clare de recristalizare/metamorfism/resetare, drept pentru care nu pot fi luate în considerare în stabilirea vârstei de sedimentare (Tabelul 6.2). Oricum, procesul de depunere pentru paragneisele din Ielova poate fi estimat a se fi desfășurat în două etape, una intra-Cambrian, între 532-525 Ma și 500Ma, și cealaltă în Cambrianul superior – Ordovician, 493-491Ma și 451Ma.

Tabelul 6.2.

Diferite estimări ale vârstei maxime de depunere pentru probele metasedimentare din Ielova.

<i>Metasedimentary rock</i>	<i>Maximum depositional age estimates (Ma)</i>		
	<i>Youngest grain</i>	<i>Youngest population</i>	<i>Largest youngest population</i>
#B3	475±2	493	555
#B4	490±9	491	540
#R1	526±9	528	564
#R2	521±8	525	532

7. IMPLICAȚII PALEO GEOGRAFICE

7.1. Gondwana și centura Cadomian-Avaloniană

Amalgamarea Supercontinentului Gondwana a avut loc spre finalul Neoproterozoicului ca rezultat al coliziunilor continentale și a formării de orogene interne (Drost *et al.*, 2011). Centura magmatică de peste 5000km, cunoscută ca și centura Cadomian-Avalonian, a apărut de-a lungul marginii nordice a Gondwanei (Fig. 7.2), și reprezintă unul din orogenele formate în jur de 750-540 Ma.

În cazul unui teren, “proveniență Cadomiană” înseamnă că își are originea de-a lungul marginii Gondwanei, și că a fost afectat de orogeneza Cadomiană (Pharaoh, 1999). În ciuda clasificărilor mai detaliate ale acestor terene (*e.g.* Nance *et al.*, 2008), la o analiza simplă se pot separa două grupuri: Avaloniene și Cadomiene.

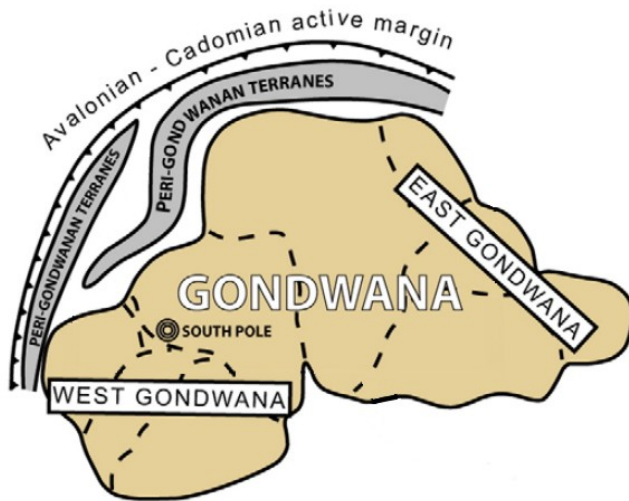


Figura 7.2. Situația paleogeografică simplificată a Gondwanei și domeniului asociat peri-Gondwaniene la cca 570 Ma (din Díez-Fernández *et al.*, 2010).

7.2. Vârstele detritice obținute pe zircoane

Numărul mare de vârste obținute pe zircoane detritice din toate cele patru probe metasedimentare analizate, pot fi interpretate din punct de vedere al populațiilor și al componenților de vârstă. Spectrul complet de vârste detritice al secvenței Ielova este prezentat în tabelul 6.1, și grafic în figura 7.5.

Vârstele pre-Mezoproterozoice apar în diferite proporții, în toate cele patru roci studiate. Din setul larg de date, 54 analize sunt concordante 85-105% (Fig. 7.5) și indică existența unor componenți de vârstă Paleoproterozoică (1.6-2.5Ga) și Arhaică (2.5-3.0Ga) în cadrul Ielovei.

Vârstele Mezoproterozoice sunt destul de rare, fiind obținute doar de pe trei cristale (Fig. 7.4). În fapt, aceasta absență aproape totală a zircoanelor Mesoproterozoice (1.0-1.6Ga) este o trăsătură frapantă a spectrului de vârste detritice din Ielova.

Vârstele Paleozoic – Neoproterozoic formează cel mai consistent grup din setul de date obținute, încadrându-se în intervalul 500-650Ma, cu vârfuri în jur de 525, 540, 555, 580, 590, 623 și 640Ma (Fig. 7.5). Acestea arată principalele evenimente magmatice care au dus la cristalizarea zircoanelor, și sunt aproape aceleași pentru toate cele patru probe.

Reprezentând vârsta marginilor bogate în U, cele mai ”tinere” date sunt Devoniene (362-404Ma), și indică un metamorfism suprapus, iar câteva sunt Silurian-Ordoviciene (437-483Ma), rezultatul unui alt eveniment termotectonic ce a afectat zircoanele (și implicit rocile) secvenței Ielova.

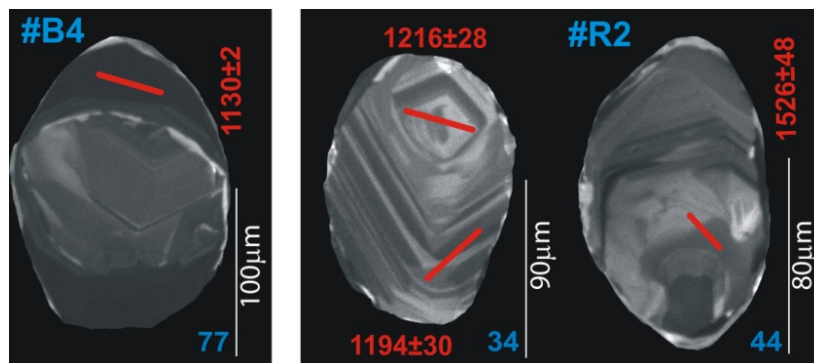


Figura 7.4. Imagini CL ale zircoanelor Mezoproterozoice din paragneisele Ielovei (numărul în albastru indică numărul cristalului, linia roșie marchează zona de ablație, numărul în roșu arată vârsta obținută în Ma).

7.3. Afilierea Peri-Gondwaniană a Ielovei

Cea mai mare parte a vârstelor detritice obținute din rocile Ielovei se încadrează în intervalul 525-555Ma (cu un maxim la 540Ma) (Fig. 7.5), ceea ce reprezintă o trăsătură distinctă a domeniului peri-Gondwanian, fiind rezultatul proceselor magmatice din centura orogenică Cadomiană (- Avaloniană) (Baltica a fost inactivă în această perioadă) - vulcanism de arc și manifestări plutonice calc-alcaline între 540 și 700 Ma, mai intense între 600-540 Ma. Acestea confirmă fără îndoială afilierea secvenței Ielova la Gondwana.

Principalele trăsături ale spectrului de vârste detritice ale Ielovei sunt: lipsa aproape completă a zircoanelor Mezoproterozoice (1.0-1.6 Ga) și numărul mare de date Paleoproterozoice în intervalele 1.95-2.4 Ga și 2.5-2.75 Ga. O semnătură clară a separării terenelor Avaloniane de cele Cadomiene din domeniul peri-Gondwanian este reprezentat de un minim sau o abundență a vârstelor între 2.45 și 2.05 Ga (Samson *et al.*, 2005). Astfel, secvența Ielova, cu foarte multe vârste în acest interval, dar și cu un minim al zircoanelor Mezoproterozoic, arată o afinitate Cadomiană.

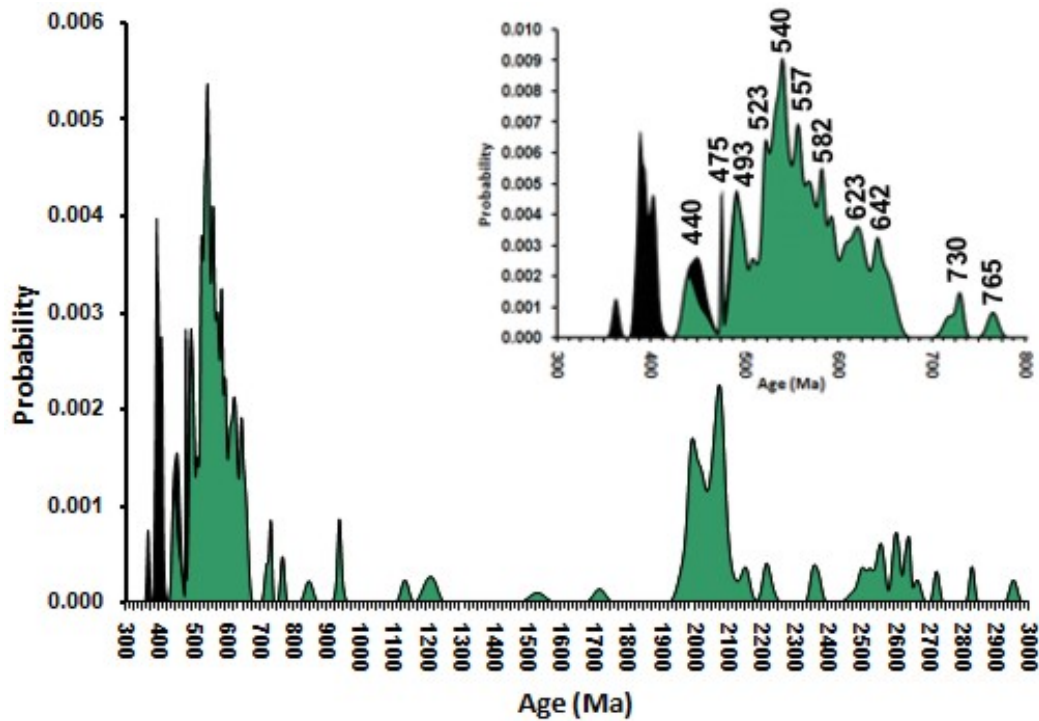


Figura 7.5. Graficul de probabilitate-densitate pentru toate zircoanele detritice din Ielova (85-105% conc.): cu negru – vârstele concreșterilor, cu verde – celelalte vârste. Imaginea cuprinsă în interior arată un detaliu cu intervalul 300-800 Ma.

Terenele Cadomiene erau poziționate de-a lungul marginii vestice și nordice a Africii, principalii furnizori de zircon fiind cratonii africani. În funcție de locația exactă a terenelor Cadomiene, e posibilă și o contribuție dinspre Amazonia (pentru terenurile vestice) sau India (pentru cele estice).

Cele câteva zircoane Mezoproterozoice prezente în metasedimentele Ielovei indică drept localizări posibile ale acestei unități: (1) fie lângă Africa de Vest, dar suficient de aproape de Amazonia pentru a primi astfel de zircoane sau (2) în partea de nord-vest a Africii, cu surse precum cratonul Saharian sau scutul Arabic-Nubian. Prezența unui grup de vârste în intervalul 2.4-2.7Ga, cu un peak la cca. 2.6Ga, precum și cele câteva vârste între 750 și 900Ma (caracteristice furnizorilor din nordul și nord-estul Africii, și care lipsesc în cratonul Amazonian) arată o poziționare paleogeografică clară a Ielovei în nord-estul Africii (partea de nord-est a Gondwanei).

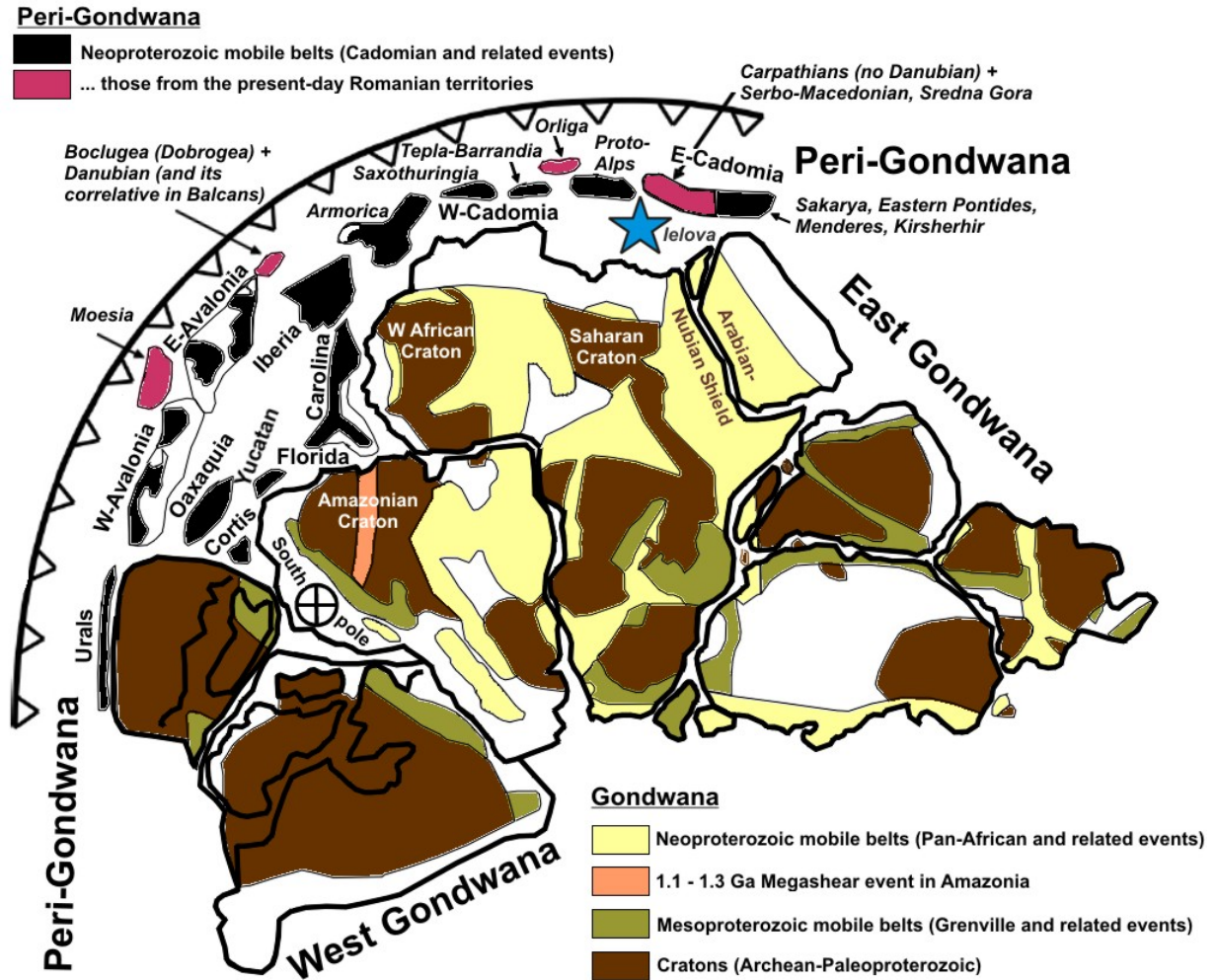


Figura 7.8.
Localizarea Secvenței Metamorifice Ielova (stea albastră) în cadrul aranjamentului paleogeografic al terenelor peri-Gondwaniene la cca. 570Ma. (după Linneman et al., 2004; Balintoni et al., 2010b)

7.4. Sursele de zircoane detritice

Cea mai mare parte a vârstelor obținute pe zircoane detritice se concentrează în intervalul 500-650Ma, și sunt atribuite evenimentului reprezentat de asamblarea Gondwanei și a centurilor orogene din partea sa nordică, în timpul Proterozoicului superior (Nance & Murphy, 1994) (e.g. centurile orogene Pan-Africană or Cadomiană). Puținele vârste dintre cca. 0.9 and 1.1-1.2 Ga pot avea ca origine scutul Arabic-Nubian sau orogenul Kibaran din Africa Centrală, datorită orogenei Grenvilliene (e.g. Himmerkus et al., 2007, Linnemann et al., 2004). Zircoanele de 1.5-2.0 Ga au ca surse plauzibile centura Trans-Sahariană, metacratonul Saharian, scutul Arabic-Nubian și, mai puțin probabil, Anti-Atlasul, iar pentru cele cu vârste de >2.0Ga pot fi suspectate ca surse orogene Eburnean și cel Liberian-Leonian. Zircoanele de 2.75-2.25 Ga provin cel mai probabil din metacratonul Saharian.

7.4.4. Vârste post-Cambriene

Majoritatea datelor de vârstă mai tinere de Cambrian e obținută prin datarea marginilor/concreșterilor de pe granulele de zircon, zone de obicei bogate în U. Ele se încadrează fie la Ordovician-Silurian (437-483Ma), fie la Devonian (362-404Ma), ambele indicând evenimente termo-tectonice ce au afectat materialul sedimentar. În plus, câteva zircoane Ordoviciene, cu un grad mare de discordanță și fără structuri interne magmatice, pot fi considerate ca fiind afectate de pierderi de Pb.

Data fiind locația Ielovei în nord-estul Africii, cel mai probabil “evenimentele orogenice Caledoniene din nordul Africii” (Balintoni *et al.*, 2011b) sunt responsabile de apariția concreșterilor pe granulele detritice mai vechi, precum și de pierderi radiogenice de Pb a unor cristale. Evenimentul termo-tectonic Devonian, și el determinat pe concreșterile zircoanelor, este rezultatul unui metamorfism suprapus, legat de orogeneza Varistică, ce a afectat Carpații românești până la faciesul eclogitic (Balintoni *et al.*, 2009, 2010a și referințele citate).

8. SETTINGUL TECTONIC ȘI IMPLICAȚIILE EVOLUTIVE

Datele geochemice și geocronologice obținute pentru principalele tipuri petrografice din Ielova permit reconstituirea istoriei tectonice a secvenței. Astfel, se pot discuta settingul tectonic în care au avut loc procesele geologice, precum și perioadele de timp când acestea s-au desfășurat.

8.1. Settingul tectonic

Pe baza datelor geochemice obținute atât pe metasedimente, cât și pe orthogneise, settingul tectonic major în care Ielova a evoluat este reprezentat de o margine continentală activă implicată într-un proces de subducție.

Bazinul de depunere a materialului detritic este de tip fore-arc, intra-arc sau back-arc, dezvoltat pe o crustă continentală subțire. Grosimea stivei sedimentare, precum și prezența intercalațiilor mafice, exclud bazinul de tip fore-arc ca posibil mediu depozițional pentru Ielova. Bazinele moderne de back-arc și intra-arc sunt asociate cu un proces de extensie (însoțit de magmatism mafic de rift), și poate primi cantități importante de sedimente de la arcurile din apropiere. Astfel, cel mai probabil mediu de sedimentare pentru sedimentele din Ielova este reprezentat de un bazin de back-arc sau intra-arc.

Orthogneisele mafice au atât caracteristici subducționale, cât și intra-placă, ceea ce indică o amplasare a lor într-un bazin extensional, de tip back-arc. Acest lucru este confirmat și de prezența gnaiselor granitice de tip A₂, pentru că asemenea magme felsice sunt produse prin dezvoltarea rapidă la marginea unei cruste continentale vechi, prin extensie, a unui sistem arc insular/bazin de back-arc.

8.2. Perioadele de timp (timing)

Datele de vârstă U-Pb obținute prin LA-ICPMS pe zircoane indică (a) o activitate vulcanică – la *cca* 580Ma, (b) evenimente magmatice în timpul cărora au cristalizat zircoanele studiate – 493, 510, 523, 540 (cel mai înalt peak), 557, 570, 582, 592, 623 și 642Ma, (c) inițierea și durata procesului de sedimentare – de la *cca* 532-525 Ma, până la 500Ma., și după 493-491Ma (d) intruderea magmei granitice – la *cca* 500Ma, precum și (e) două evenimente termo-tectonice care au afectat ulterior rocile – unul Devonian (362-404Ma) și unul Ordovician-Silurian one (437-483 Ma).

Studiind aceste vârste, se poate observa o situație mai neobișnuită, legată de prezența unui protolit de *cca* 580Ma (proba #B2) în sedimente mai tinere. Luând în considerare caracteristicile petrografice și geochemice, #B2 poate fi un andezit sau un tuf andezitic. Poate reprezenta fie un fragment de rocă amplasată tectonic în bazinul de sedimentare (deci neavând legătura genetică cu celelalte roci ale secvenței), fie o rocă erodată, sedimentele ajungând în bazin fără a fi ”diluatare” de alte surse în timpul transportului.

8.3. Modelul de evoluție al secvenței Ielova

Paleogeografic, Ielova a fost localizată în domeniul peri-Gondwanian, mai exact în partea sa nord-estică, având o afinitate Cadomiană. Astfel, este de așteptat să fi avut, cel puțin parțial, aceeași istorie geodinamică cu alte unități Cadomiene. Cu excepția celor mai recente evenimente înregistrate de zircoane, și care se datorează orogenezelor Variscică și Caledoniană (din nordul Africii), toate celelalte vârste Neoproterozoice –Paleozoic superioare pot fi legate de procesele orogenice Cadomiene și de continuarea lor până la deschiderea Oceanului Rheic (Fig. 8.4).

În Neoproterozoic (590-542 Ma), arcul Cadomian a reprezentat una din principalele surse pentru viitoarele sedimente Cambriene din Ielova, și care au fost depozitate într-un bazin de back-arc (Fig. 8.5). Conform modelului evolutiv Cadomian-Rheic a lui Linnemann *et al.* (2007, 2008), toate rocile și detritusul produs au fost ulterior încălitate și cutate (545-540Ma) într-un regim convergent, și au constituit subasamentul Cadomian, intrus la *cca* 540 Ma de magme anatectice. În ceea ce privește Ielova, nu s-au găsit dovezi clare ale acestui regim convergent, dar zircoanele detritice de *cca* 540Ma constituie cea mai numeroasă populație.

Secvența Ielova ”a luat naștere” la mijlocul Cambrianului, într-un bazin dezvoltat prin extensie la marginea nord-estică a Gondwanei. Sedimentele Cambriene ale Ielovei s-au depus în acest bazin între *cca* 520Ma și până spre *cca* 480Ma, și s-au format prin eroziunea surselor locale, adică a arcului Cadomian și a magmatitelor post-Cadomiene, în cadrul unul ciclu rapid de eroziune – transport –

depunere. Detritus din crusta Paleoproterozoică și Arhaică a contribuit la stiva sedimentară, intrusă în același timp de protoliții bazaltici intra-placă ai amfibolitelor secvenței Ielova.

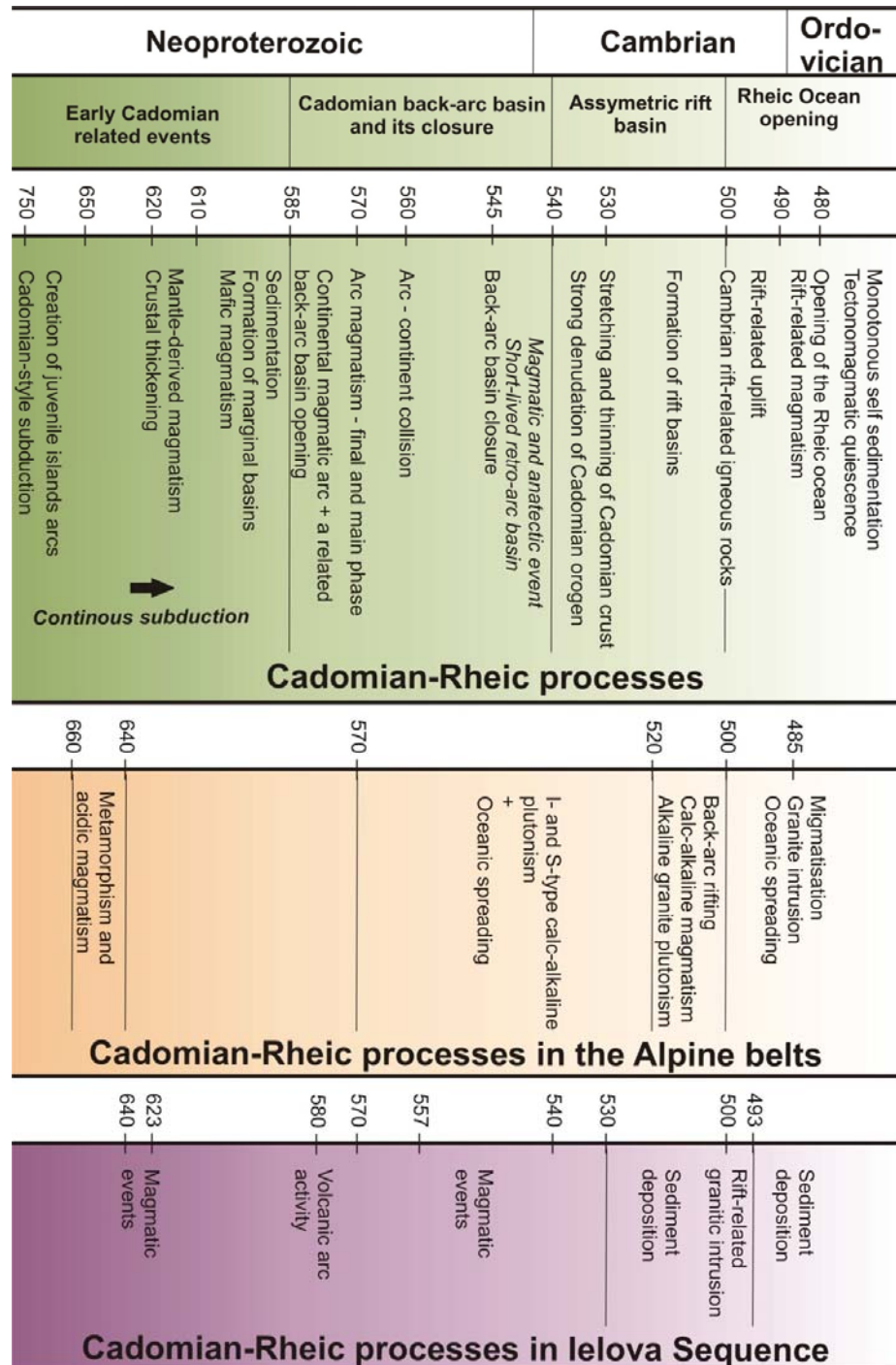


Figura 8.4. Schiță a etapelor evoluției tectonice a evenimentelor "Cadomian-Rheice", și evenimentele similare în lanțul Alpin și secvența Ielova. Evenimentele "Cadomian Rheice" după Linnemann et al. (2007, 2008); cele similare în lanțul Alpin după Neubauer (2002).

Procesul continuu de extensie a dus într-un final la o bombare a astenosferei și la subțierea crustei, ceea ce a favorizat topirea crustală și intruderea magmelor granitice în jur de 500Ma. Sedimentarea a continuat și după 493Ma, o dată cu extensia bazinul, care posibil să fi dus la deschiderea viitorului ocean Rheic.

După depunere, rocile Ielovei au fost afectate termo-tectonic de un eveniment Ordovician-Silurian, 437-483 Ma, în conexiune cu evenimentele orogenice Caledonian Nord-Africane (Balintoni *et al.*, 2011b), și ulterior de un alt eveniment, Devonian, 362-404 Ma, ca parte a orogenezei Varistice. Geocronologic, nu s-a descifrat nici o influență Alpină.

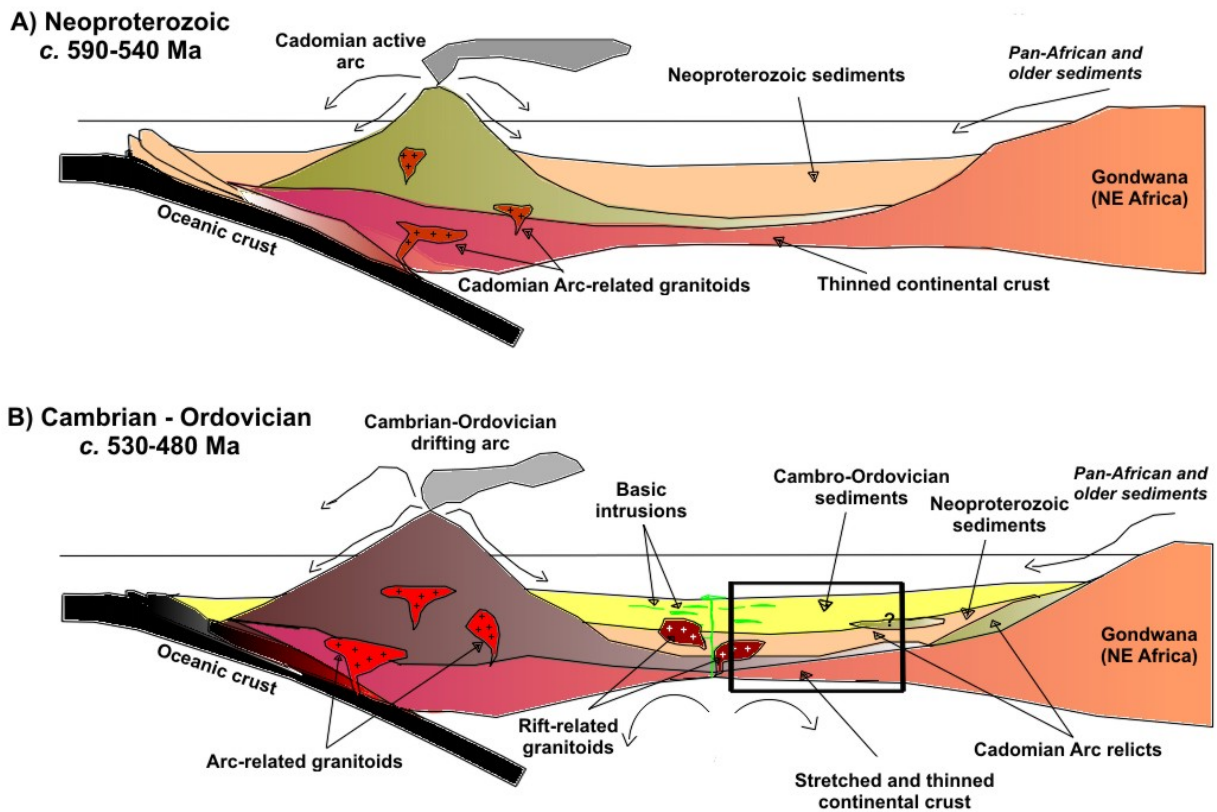


Figura 8.5.

Model de evoluție al secvenței Ielova în timpul A) Neoproterozoicului și B) Cambrian-Ordovicianului. Pătratul negru cuprinde un setting ipotetic de formare a secvenței Ielova.

8.4. Afilierea tectonică în Carpații Meridionali

Precum s-a specificat, Ielova este o unitate situată la limita dintre cele două mari domenii ale Carpaților Meridionali, Getic și Danubian, și, mai precis, la limita dintre terenul Sebeș-Lotru și terenul Drăgșan. Ca întregul **Domeniu Getic**, terenul Sebeș-Lotru este considerat ca fiind un fragment Cadomian din estul Gondwanei (Balintoni *et al.*, 2009, 2010a). În cazul **Domeniului Danubian**, au fost

aduse numeroase argumente pentru o localizare Avaloniană a terenelor (Iordan & Stănoiu, 1993; Seghedi *et al.*, 2005; Winchester *et al.*, 2006; și Balintoni *et al.*, 2011a – prin vârste U-Pb pe zircon.

Afinitatea Cadomiană a secvenței Ielova, așa cum a fost indicată de datele geocronologice, indică o similitudine cu terenul Sebeș-Lotru, și, prin urmare, pentru o afiliere tectonică la Domeniul Getic (Zaharia & Jeffries, 2010). Acest fapt este susținut și de locația nord-estică a Ielovei în cadrul ariei peri-Gondwaniene, Sebeș-Lotru având o poziție paleogeografică similară (Balintoni *et al.*, 2009, 2010a).

Terenul Sebeș-Lotru terrane este alcătuit dintr-o unitate metamorfică inferioară, Neoproterozoică (Lotru) și una Ordoviciană, superioară tectonic (Cumpăna), alipite în timpul orogenezei Varistice (Balintoni *et al.*, 2010a). Astfel, unitatea Lotru are vârste de cristalizare de *cca* 550-587Ma, pe când Cumpăna este caracterizată de prezența unor protoliți mult mai tineri, de 455-470Ma, intruși în sedimente care au început să se depună imediat după 500Ma (Balintoni *et al.*, 2010a). Vârstele obținute în Ielova seamănă cu datele geocronologice specifice ambelor unități structurale ale terenului Sebeș-Lotru: dacă vârsta protolitului #B2, de 584Ma, se potrivește cu unitatea Lotru, perioada de sedimentare este mai apropiată de Cumpăna (deși ușor mai vechi, dar statistic mai bine determinate). Pe baza acestor date noi, ”intrarea” protolitului #B2 în sedimentele Cambrian superior – Ordoviciene ale Ielovei a avut loc cel mai probabil în timpul sau după evenimentele Varistice, și cel mai probabil #B2 reprezintă o felie din subasamentul Lotru. În concluzie, Secvența Metamorfică Ielova este parte a unității superioare a terenului Sebeș-Lotru, Cumpăna.

9. CONCLUZII

Secvența Metamorfică Ielova a reprezentat una dintre cele mai controversate unități ale Carpaților Meridionali, controversa fiind legată de afilierea ei tectonică la unul dintre cele două mari domenii ale Meridionalilor, Getic și Danubian, numeroare idei și teorii legate de acest subiect fiind cunoscute și aplicate.

Pe baza acestui studiu se poate concluziona:

(1) Ielova este o secvență dominată de gnaise, cuprinzând diferite tipuri de paragneise și roci amfibolitice, împreună cu gnaise granitice, migmatite și serpentinite.

Materialul detritic, format prin erodarea rocilor acide cu slabe contribuții din partea unor roci mafice, a fost transportat și depus rapid într-un bazin de back-arc, astfel că nu a suferit o alterare importantă. Sedimentarea a avut loc spre finalul Neoproterozoicului și până în Ordovician.

Protoliții rocilor amfibolitice, cu afinități bazaltice, au caracteristici chimice intra-placă, fiind intruși în același bazin. Volume mari de magma granitică (acum ca o centură ce taie transversal secvența Ielova), de tip A₂, au fost plasate în bazin la cca 500Ma. De asemenea, în cadrul secvenței Ielova mai apar roci în conexiune cu arcul (andezite/tufuri andezitice, corpuri granitice). Un orthognais ”exotic” de cca 584Ma ”exotic” a fost identificat în sedimentele mai tinere.

(2) Spectrul bogat de vârste detritice, obținut prin datarea a patru roci metasedimentare, a arătat că Ielova a fost parte a domeniului peri-Gondwanian, având o afinitate Cadomiană. Locația sa paleogeografică a fost stabilită în lungul părții de nord-est a Africii. Materialul mai vechi (Paleoproterozoic și Arhaic) care a ajuns în bazin se datorează numeroaselor surse nord-Africane: orogenul Pan-African, scutul Arabic-Nubian, orogenul Kibaran, cratonul Vest-African (orogenul Eburnean și orogenul Liberian-Leonian) sau metacratonul Saharian.

(3) Toate rezultatele menționate mai sus au permis nu numai compararea și integrarea secvenței Ielova în modelul larg al evenimentelor Cadomian-Rheice, dar și determinarea evoluției sale geodinamice.

(4) În ceea ce privește afilierea tectonică a Ielovei în cadrul Carpaților Meridionali, afinitatea ei Cadomiană, precum și locația ei în nord-estul Gondwanei, indică o relație cu Domeniul Getic, și, mai precis, cu terenul Sebeș-Lotru. Astfel se exclude o afiliere tectonică la Domeniul Danubian. La o analiză mai detaliată, secvența Ielova este parte a Cumpenei, unitatea superioară a terenului Sebeș-Lotru, în timp ce orthognaisul ”exotic” de 584Ma se presupune a-și avea originea în unitatea inferioară, Lotru.

(5) Distribuția spațială a probelor datate confirmă afilierea Ielovei la Domeniul Getic în limitele trasate de Kräutner & Krstic (2002). Însă, datorită asemănării geochemice, și a consistenței probelor colectate din partea nord-estică, cu celelalte, considerăm ca Ielova poate fi inclusă la Getic în cea mai mare extindere a sa.

Astfel, printr-o investigație complexă, geochemică și geocronologică, s-a rezolvat o dilemă de afiliere tectonică. Deși date geochemice au mai fost prezentate anterior (e.g. Mureșan *et al.*, 1974; Zlaratova-Țop *et al.*, 1971), acestea au fost completate cu o cantitate consistentă de date noi, moderne, despre diferite tipuri petrografice, precum și despre caracteristicile protolitului și a settingului tectonic de evoluție. În plus, un studio detaliat geocronologic a fost realizat pentru prima dată în Ielova, șase probe fiind datate prin LA-ICPMS pe zircoane, ceea ce a permis realizarea unui model evolutiv.

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

- Balintoni, I. 1994.** A possible relationship between plate tectonics concept and M2 metamorphic event for Getic crust Proterozoic metamorphics (South Carpathians, Romania), *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia* **39(1-2)**, 83-92
- Balintoni, I. 1997.** *Geotectonica terenurilor metamorfice din România (Geotectonics of the metamorphic terranes of Romania)*. Carpatica Cluj Napoca, 176pp
- Balintoni, I., Berza, T., Hann, H., Iancu, V., Kräutner, H.G. & Udubaşa, G. 1989.** Precambrian Metamorphics in the South Carpathians, *Guide to Excursion, Inst. Geol. Geophys.*, 83pp.
- Balintoni, I., Balica, C., Ducea, M.N., Chen, F., Hann, H.P. & Şabliovschi, V. 2009.** Late Cambrian-Early Ordovician Gondwanan terranes in the Romanian Carpathians: a zircon U/Pb provenance study. *Gondwana Research* **16**, 119–133
- Balintoni, I., Balica, C., Ducea, M.N., Hann, H.P. & Şabliovschi, V. 2010a.** The anatomy of a Gondwanan terrane: the Neoproterozoic – Ordovician basement of the pre-Alpine Sebeş – Lotru composite terrane (South Carpathians, Romania). *Gondwana Research* **17**, 561–572
- Balintoni, I., Balica, C., Seghedi, A. & Ducea, M.N. 2010b.** Avalonian and Cadomian terranes in North Dobrogea, Romania. *Precambrian Research* **182**, 217–229
- Balintoni, I., Balica, C., Ducea, M.N. & Stremţan, C. 2011a.** Peri-Amazonian, Avalonian-type and Ganderian-type terranes in the South Carpathians, Romania: The Danubian domain basement. *Gondwana Research* **19(4)**, 945–957
- Balintoni, I., Balica, C. & Hann, H.P. 2011b.** About a peri-Gondwanan - North African enlarged acceptance of the Caledonian Orogeny. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia* **56(1)**, 29–32
- Bercia, I. & Bercia, E. 1975.** Formaţiunile cristaline din sectorul românesc al Dunării (Banat-Carpaţii Meridionali) (Metamorphic units from the Romanian bank of the Danube (Banat-South Carpathians)). *Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizică* **74-75**, 245–252
- Bercia, I. & Bercia, E., 1980.** The crystalline of the Danube domain from the Banat (Romania). *Revue Roum. Géol. Géophys et Géogr., Géologie* **24**, 3–13
- Berza, T. & Iancu, V. 1994.** Variscan events in the basement of the Danubian Nappes (South Carpathians), *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology* **76/2**, 93–103
- Berza, T., Kräutner, H. & Dimitrescu, R. 1983.** Nappe structure in the Danubian window of the Central-South Carpathians. *Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizică* **60**, 31–38
- Berza, T., Kräutner, H. & Drăgănescu, A. 1988a.** Unităţile danubiene din versantul nordic al munţilor Vâlcăni (Carpaţii Meridionali), *Dări de Seamă ale Institutului de Geologie şi Geofizică* **72-73/5**, 23–41
- Berza, T., Seghedi, A. & Stănoiu, I. 1988b.** Unităţile danubiene din partea estică a Munţilor Retezat (Carpaţii Meridionali), *Dări de Seamă ale Institutului de Geologie şi Geofizică*, **72-73/5**, 5–22
- Berza, T., Balintoni, I., Iancu, V., Seghedi, A. & Hann, H.P. 1994.** South Carpathians. *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology*, **75/2**, 37–49
- Bhatia, M.R. & Crook, K.A. 1986.** Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **92**, 181–193
- Codarcea, A. 1940.** Vues nouvelles sur la tectoniques du Banat meridional et du Plateau de Mehedinţi. *Annuaire de l'Institut Geologique de Roumanie* **20**, 1–74
- Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Gerdes, A., Abati, J., Arenas, R. & Fernández-Suárez, J. 2010.** U–Pb ages of detrital zircons from the Basal allochthonous units of NW Iberia: Provenance and paleoposition on the northern margin of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Gondwana Research* **18**, 385–399
- Drost, K., Gerdes, A., Jeffries, T., Linnemann, U. & Storey, C. 2011.** Provenance of Neoproterozoic and early Paleozoic siliciclastic rocks of the Teplá- Barrandian unit (Bohemian Massif): Evidence from U–Pb detrital zircon ages. *Gondwana Research* **19**, 213–231

- Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* **20**, 641–644
- Floyd, P.A. & Leveridge, B.E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society of London* **144**, 531–542
- Fuenlabrada, J.M., Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F. & Castiñeiras, P. 2010. A peri-Gondwanan arc in NW Iberia I: Isotopic and geochemical constraints on the origin of the arc—A sedimentary approach. *Gondwana Research* **17**, 338–351
- Gheorghiu, C. 1951. Geologia Munților Almăjului (regiunea Bozovici – Rudăria) (Geology of the Almăj Mts. (Bozovici – Rudăria area)). *Dări de Seamă ale Institutului de Geologie și Geofizică* **51**, 24-44
- Himmerkus, F., Anders, B., Reischmann, T. & Kostopoulos, D. 2007. Gondwana-derived terranes in the northern Hellenides. In: Hatcher Jr., R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H. & Martínez Catalán, J.R. (Eds.), 4-D Framework of Continental Crust. *Geological Society of America Memoir* **200**, 379–390
- Hoskin, P.W.O. & Black, L.P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology* **18**, 423–439
- Hoskin, P.W.O. & Schaltegger, U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hancher, J.M. & Hoskin, P.W.O. (Eds.) *Zircon*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry **53**, 27–62
- Iancu, V. & Mărunțiu, M. 1989. Toronița zone and problems of the Pre-Alpine metamorphic basement of the Getic and Danubian Realms. *Dări de Seamă ale Institutului de Geologie și Geofizică* **74/1**, 223-237
- Iancu, V., Seghedi, A., Mărunțiu, M. & Strusievicz, R. 1990. The Structural Background of the Brustur Formations in the Inner Danubian Nappes, *Dări de Seamă ale Institutului de Geologie și Geofizică* **74/5**, 61-80
- Iancu, V., Mărunțiu, M., Johan, V., Ledru, P., Gillé, Ch. & Breton, J. 1996. Metamorfitile de grad înalt din Carpații Meridionali (The high-grade metamorphic rocks from South Carpathians). *Anuarul Institutului Geologic* **69(1)**, 164–166
- Iancu, V., Mărunțiu, M., Johan, V. & Ledru, P. 1998. High-grade metamorphic rocks in the pre-Alpine nappe stack of the Getic-Supragetic masement (Median Dacides, South Carpathians, Romania). *Mineralogy and Petrology* **63**, 173–198
- Iancu, V., Berza, T., Seghedi, A., Gheuca, I. & Hann, H.,P. 2005a. Alpine polyphase tectono-metamorphic evolution of the South Carpathians: A new overview, *Tectonophysics* **410**, 337-365
- Jordan, M. & Stănoiu, M. 1993. On the lower Silurian macrofauna (Llandoveryan) from Valea Izvorului Formation (South Carpathians). *Revue Roumaine de Géologie Géophysique et Géographie, Géologie* **37**, 63–76
- Kontinen, A. Käpyaho, A., Huhmab, H., Karhu, J., Matukov, D.I., Larionov, A. & Sergeev, S.A. 2007. Nurmies paragneisses in eastern Finland, Karelian craton: Provenance, tectonic setting and implications for Neoproterozoic craton correlation. *Precambrian Research* **152**, 119-148
- Kräutner, H.G. 1996. Alpine and Pre-Alpine Terranes in the Romanian South Carpathians and equivalents South of the Danube. In: Knežević, V. & Krstić, B. (Eds.), „*Terranes of Serbia*”, University of Belgrade, 53–58
- Kräutner, H.G. 1997. *Alpine and pre-Alpine terranes in the Romanian Carpathians and Apuseni Mountains*. In: Papanikolaou, D. (Ed.), *Terrane Maps and Terrane Descriptions*. IGCP Project no. 276. Annales Geologiques des Pays Helleniques, Athens, 331–400
- Kräutner, H.G. & Krstić, B. 2002. Alpine and Pre-Alpine structural units within the Southern Carpathians and the Eastern Balkanides. *Carp.-Balk. Assoc. Geol., 27th Congr.*, Bratislava
- Kräutner, H.G. & Krstić, B. 2003. Geological map of the Karpatho-Balkanides between Mehadia, Oravita, Nis and Sofia; sc. 1:300.000: Belgrade, “Geoinstitut”.
- Kräutner, H.G., Berza, T. & Dimitrescu, R. 1988. South Carpathians. In: Zoubek, V., Cogné, J., Kozhoukharov, D. & Kräutner, H.G. (Eds.), *Precambrian in younger fold belts: European Variscides, the Carpathians and Balkans*, Wiley-Blackwell, 639–660
- 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.
- Linnemann, U., McNaughton, N.J., Romer, R.L., Gemlich, M., Drost, K. & Tonk, C. 2004. West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana?—U/Pb SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **93**, 683–705.

- Linnemann, U., Gerdes, A., Drost, K. & Buschmann, B. 2007.** *The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: constraints from LA-ICP-MS U–Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian massif, Germany).* In: Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., Zulauf, G. (Eds.), *The Evolution of the Rheic Ocean: Geological Society of America Special Paper*, 423, pp. 61–96.
- Linnemann, U., Pereira, M.F., Jeffries, T., Drost, K. & Gerdes, A. 2008.** Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: new insights in the diachrony of geotectonic processes constrained by LA–ICP–MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and SaxoThuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics* **461**, 21–43
- Mărunțiu, M. 1976:** Asupra prezenței distenului în metamorfitele seriei de Ielova (Banatul de Sud) (About the presence of kyanite in the metamorphites of Ielova Series (South Banat)), *Dări de Seamă ale Institutului de Geologie și Geofizică*, **LXII**, 245–252
- Mărunțiu, M. 1984.** The inner structure and petrology of the Țișovita-Iuți ophiolite complex (Almaj Mountains). *Studii și Cercetări de Geologie, Geofizică și Geografie, seria Geologie* **29**, 35–56
- Mureșan, M., Zlaratova-Țop, L. & Pitulea, G. 1974:** Caracterele petrochimice și evoluția rocilor bazice și ultrabazice din cristalinul de Ielova (zona Camenița-Urda Mare din Banatul de SW). *Dări de seamă ale ședințelor*, **LX**, 53–85
- Nance, R.D. & Murphy, J.B. 1994.** Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens; example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian Belt. *Geology* **22**, 617–620
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Strachan, R.A., Keppie, J.D., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Quesada, C., Linnemann, U., D'Lemos, R.S. & Pisarevsky, S.A. 2008.** Neoproterozoic-Early Paleozoic paleogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian versus West African connections. In: Ennih, N. & Liégeois, J.-P. (Eds.), *The Boundaries of the West African Craton*, Geological Society of London, Special Publication **297**, 345–383
- Năstăseanu, S. & Bercia, I. 1968.** Notă explicativă la foaia 1:200.000 Baia de Aramă (Explicative note for the 1:200.000 Geological Map, Baia de Aramă Sheet), Institutul Geologic București, 46pp
- Năstăseanu, S. & Bițoiianu, C. 1970.** Devonianul de la Drencova (The Devonian from Drencova). *Dări de seamă ale ședințelor*, **LVI**, 19–27
- Năstăseanu, S. & Savu, H. 1970.** Notă explicativă la foaia 1:200.000 Reșița (Explicative note for the 1:200.000 Geological Map, Reșița Sheet), Institutul Geologic București, 40pp
- Năstăseanu, S., Popescu, I., Negrea, E. 1988.** Alpine Structural Units in the Almaj Mountains. *Dări de Seamă ale Institutului de Geologie și Geofizică* **72-73/5**, 161–168
- Nesbit, H.W. & Young, G.M. 1982.** Early Proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of latities. *Nature* **299**, 715–717
- Nesbitt, H.W. & Young, G.M. 1984.** Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**, 1523–1534
- Nesbitt, H.W. & Young, G.M. 1989.** Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology* **97**, 129–147
- Nesbitt, H.W. & Young, G.M. 1996.** Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. *Sedimentology* **43**, 341–358
- Neubauer, F. 2002.** Evolution of the Late Neoproterozoic to early Paleozoic tectonic elements in Central and Southeast European Alpine mountain belts: review and synthesis. *Tectonophysics* **352**, 87–103
- Pearce, J.A. 1983.** Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. (Eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publishing Limited, 230–249
- Pearce, J.A. 1996.** A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes* **12**, 79–113
- Pearce, J.A. & Norry, M.J. 1979.** Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **69**, 33–47
- Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A. G. 1984.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* **25**, 956–983
- Pharaoh, T.C. 1999.** Paleozoic terranes and their lithospheric boundaries with the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics* **314**, 17–41
- Pop, G. 1996.** Noi apariții ale Pânzei de Severin în Munții Almăjului (Carpații Meridionali) (New occurrences of the Severin Nappe in Almaj Mts. (South Carpathians)). *Anuarul Institutului Geologic* **69(1)**, 37–40

- Rădulescu, D.P. & Săndulescu, M. 1973.** The Plate Tectonics and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics* **16**, 155–161
- Rubatto, D. 2002.** Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* **184**, 123–138
- Rubatto, D., Williams, I.S. & Buick, S. 2001.** Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **140**, 458–468
- Samson, S.D., D'Lemos, R.S., Miller, B.V. & Hamilton, M.A. 2005.** Neoproterozoic paleogeography of the Cadomia and Avalon terranes: constraints from detrital zircons. *Journal of the Geological Society of London* **162**, 65–71
- Schaltegger, U., Fanning, C.M., Günther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K. & Gebauer, D. 1999.** Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **134**, 186–201
- Seghedi, A., Oaie, G. & Popa, M. 1998.** Provenance of the Mesozoic clastic sediments from the South Carpathians, Romania. *XVI CBGA Congress*, Vienna, Austria, Abstracts volume, 540
- Seghedi, A., Berza, T., Iancu, V., Mărunțiu, M. & Oaie, G. 2005.** Neoproterozoic terranes in the Moesian basement and in the Alpine Danubian nappes of the South Carpathians. *Geologica Belgica* **8**, 4–19
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1985.** *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, London. 312pp
- Whalen, J.B., Currie, K. & Chappel, B.W. 1987.** A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **95**, 407–419
- Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., Verniers, J., Ioane, D. & Seghedi, A. 2006.** Palaeozoic accretion of Gondwana-derived terranes to the East European Craton: recognition of detached terrane fragments dispersed after collision with promontories. *Geological Society of London Memoirs* **32**, 323–332
- Zaharia, L. & Jeffries, T. 2010.** U-Pb ages of detrital zircons from Ielova Metamorphic Sequence – constraints on tectonic affiliation within South Carpathians (Romania). *Acta Mineralogica Petrographica; Abstract Series* **6**, IMA2010, 685
- Zlaratova-Țop, L., Mureșan, M. & Pitulea, G. 1971:** Studiul unor roci gabbroide metamorfozate din seria de Ielova (zona Camenița – Banatul de SW) (Study of some metamorphosed gabbroic rocks from Ielova Series (Camenița zone – SW Banat)). *Dări de Seamă ale Institutului de Geologie și Geofizică* **LVII**, 117–138