

BULETINI
I SHKENCAVE
BULETINI I SHKENCAVE
GJEOLGJIKE
GJEOLGJIKE

Viti i 28 (45) i Botimit
2009

VITI I (XVIII) I BOTIMIT

1

1982

Tiranë

TIRANË



Buletini i Shkencave Gjeologjike
2009
Buletin of Geological Sciences

REDAKSIA :

Prof. Dr. Adil Neziraj-Kryeredaktor
Dr. Arben Pambuku-Anetar
Prof. Dr. Alaudin Kodra-Anetar
Ing. Abedin Xhomo-Anetar
Prof. Dr. Aleks Vranai-Anetar
Prof. Dr. Kadri Gjata-Anetar
Dr. Agim Mazreku-Anetar
Ing. Sokol Marku-Redaktor Pergjegjes

ISSN 0254-5276

Realizimi në Arc View gis 8.2 i studimeve elektrometrike të SEV të kryera në rajonin Kepi i Rodonit-Karpen	
Fatbardha Vinçani, Piro Leka	3
Mbi petrologjinë dhe metalogjeninë e masivit ofiolitik të Pukës (Tërbunit)	
Ndoc Vukzaj	17
Saktësime të mëtejshme për ndërtimin strukturor, potencialin mineralizues, dhe petrologjinë e shkëmbinjve magmatik në rajonin Gash	
Hasan Kuliqi, Jakup Hoxhaj	33
Të dhëna të reja mbi ndërtimin litologo-facial dhe biostratigrafinë e ultësirës së Burrelit	
Agim Shenjatari	49
Karakteristikat themelore të tërmetit të Gjoricës, 6 shtator 2009 (m5.4)	
Rrapo Ormeni, Sokol Marku	61
Evidentimi i strukturave karbonatike me perspektivë naftë-gazmbajtëse të zonës Jonike nën mbihipjen e zonës Kruja, në rajonin Veriu i Dumrese-Rovë-Fortuzaj	
Irakli Prifti, Pirro Dode	71

REALIZIMI NË ARCVIEW GIS 8.2 I STUDIMEVE ELEKTROMETRIKE TË SEV TË KRYERA NË RAJONIN KEPI I RODONIT-KARPEN

Fatbardha Vinçani*, Piro Leka*

Përmbledhje

Në Ultësirën Bregdetare të Shqipërisë është kryer volum i madh i vrojttimeve elektrometrike me metodën e rezistencës elektrike, skema e sondimeve elektrike vertikale (SEV).

Në këtë studim trajtohet realizimi në Arc View Gis 8.2 i rezultateve të 404 SEV të kryera në 41 profile, me rrjet të rregullt kuadratik në 9 planshetat topografike të shkallës 1:25 000 për rajonin Kepi i Rodonit – Karpen. Detyra e SEV të kryera në këtë rajon ka qënë:

1. Studimi i shpërndarjes të ndotjeve teknogjene në rajonin Porto Romano–Durrës.

2. Kërkimi i ujëmbajtjes në rajonin Romanat.

3. Studimi i depozitimeve të Kuarternarit në rajonin e Gjirit të Durrësit.

Studimi përmban:

- Database e SEV me “Të dhënat fillestare” dhe “Të dhënat e interpretuara”

- Përpunimin dhe informatizimin e materialit grafik sipas çdo planshete topografike në shkallën 1:25 000, ku përfshihen: planimetria e vendndodhjes të vrojttimeve elektrometrike të SEV, prerjet gjeoelektrike e gjeologo-gjeofizike të profilëve të vrojtuar dhe hartat e rezistencës elektrike të thellësive e të trashësive të shtresave gjeoelektrike etj.

- Realizimin në Arc View Gis 8.2 të rezultateve të studimeve elektrometrike të SEV të kryera për secilën planshetë topografike në shkallën 1:25000, në Ultësirën PranëBregdetare të Shqipërisë si dhe për të gjitha planshetat topografike të marra së bashku në të njëjtën shkallë.

Database i SEV: “Të dhënat fillestare”, “Të dhënat e interpretuara” të krijuara sipas Microsoft Office Access dhe materiali grafik i përpunuar (lakoret e rezistencës elektrike me zgjidhjet e interpretimeve sasiore, prerjet gjeoelektrike, gjeologo-gjeofizike, hartat e parametrave fizikë) sipas software Resist 1, Surfer 8, Graph 3, AutoCad Map 6 etj., lehtëson në mënyrë të dukshme punën përgjithësuese-përpunuese për riinterpretimin me të dhënat më të reja të përfutuara nga kryerja e vrojttimeve elektrometrike në rajonin Kepi i Rodonit-Karpen.

Realizimi në software Arc View Gis8.2 të rezultateve të studimeve elektrometrike të SEV, sipas planshetave topografike në shkallën 1:25000 në këtë rajon, është një mënyrë praktike e saktë dhe e shpejtë për vënien në dispozicion të informacionit të nevojshëm çdo subjekti shtetëror apo privat të interesuar.

GIS në studimet elektrometrike të realizuara sipas planshetave topografike në shkallën 1:25 000 në rajonin Kepi i Rodonit-Karpen do të shërbejë në të ardhmen për të kryer riinterpretime dhe ripërpunime të mëtejshme, të mbështetura dhe nga studimet e tjera gjeologjike, gjeomjedisore, gjeologo-sedimentologjike, gjeologjo-civile, gjeologo-inxhinierike, hidrogjeologjike, etj., në ndihmë të zgjidhjes të problematikave kërkimore-shkencore të kërkua.

Fjalë kyçe: Studime elektrometrike, Sondime elektrike vertikale, Database, të dhënat fillestare, të dhënat e interpretuara, prerje gjeoelektrike, plansheta topografike, Software ArcView Gis 8.2, Kepi i Rodonit-Karpen

*Instituti i Gjeoshkencave, Universiteti Politeknik i Tiranës

Hyrje

Studimet elektrometrike të kryera në Ultësirën PranëBregdetare të Shqipërisë kanë ndihmuar në zgjidhjen e detyrave gjeologjike, gjeomjedisore, gjeologjiko-sedimentologjike, gjeologjiko-civile, gjeologjiko-inxhinierike, hidrogeologjike, arkeologjike në shkallë të ndryshme. Vend të rëndësishëm në këto studime ka zënë metoda e rezistencës elektrike, skema e sondimeve elektrike (SEV) me gjatësi të linjave ushqyese deri në AB = 3000 m, që i përgjigjet thellësisë të studimit deri në 300 m (Durmishi Ç., etj., 2005).

Përpunimi dhe realizimi në Arc View Gis 8.2 i rezultateve të studimeve elektrometrike të SEV të kryera në rajonin Kepi i Rodonit-Karpen është kryer në 9 plansheta topografike të shkallës 1:25000 si më poshtë (Vinçani F., etj., 2005a,b):

K-34-88-A-c

K-34-88-C-a

K-34-88-C-c

K-34-87-D-b

K-34-87D-d

K-34-99-B-d

K-34-99-B-b

K-34-100-A-a

K-34-100-A-c

Shkalla, rrjeti i vrojtimit dhe volumi i SEV të kryera në zonat apo rajonet në planshetat topografike të lartpërmendura nuk kanë qënë të njëjta për arsye të detyrave që ato kanë patur për zgjidhje (Fig. 1).

Në mënyrë të detajuar në këtë studim elektrometrik kemi paraqitur GIS-in e rezultateve të 404 SEV të kryera në 41 profile, me rrjet të rregullt kuadratik, në planshetat topografike: K-34-87-D-d, Vrinas; K-34-100-A-a, Rrethi; K-34-100-A-c, Kavaja (Leka P., etj., 2005a,b), me detyrë:

1. Studimi i shpërndarjes të ndotjeve teknogjene në rajonin Porto Romano

– Durrës

2. Kërkimi i ujëmbajtjes në rajonin Romanat.
3. Studimi i depozitimeve të Kuaternarit në rajonin e Gjirit të Durrësit.

GIS i rezultateve të SEV të kryera në planshetat topografike të lartpërmendura ka konsistuar në informatizimin e të dhënave bazë të parametrave fizikë të tyre (rezistencë elektrike, thellësi, trashësi etj.), në ndërtimin dhe informatizimin e prerjeve gjeoelektrike, gjeologjiko-gjeofizike të profilëve të vrojtuar, të hartave të parametrave fizikë (rezistencë elektrike, trashësi, thellësi etj.) si edhe në pasqyrimin e tyre në software Arc View Gis 8.2 (Fig. 2).

Metodika e realizimit në Arc View Gis 8.2

Për realizimin në Arc View Gis 8.2 të rezultateve të studimeve elektrometrike të SEV të kryera në rajonin Kepi i Rodonit-Karpen është përdorur metodika e mëposhtëme, ([http://en.wikipedia.org/wiki/Geographic information system](http://en.wikipedia.org/wiki/Geographic_information_system)):

1. Krijimi i database me “Të dhënat fillestare” për çdo sondim elektrik të kryer në piketë (Rajoni, Profili, Nr. SEV, Koordinatat topografike – X,Y, Kuota H, Skema AB/2, MN, Vlera e rezistencës elektrike (ρ_e)) sipas programit kompjuterik të hartuar në Microsoft Office Access për këtë qëllim.

2. Krijimi i database me “Të dhënat e interpretuara” për çdo sondim elektrik të kryer në piketë (Nr., Rezistenca elektrike, Trashësia, Thellësia dhe Litologjia e shtresës sipas programit “Resist”) sipas programit kompjuterik të hartuar në Microsoft Office Access

3. Përpunimi dhe informatizimi i materialit grafik sipas planshetave topografike në shkallën 1:25 000 (Planimetritë e vendndodhjes të studimeve elektrometrike të SEV, Prerjet gjeoelektrike e gjeologjiko-gjeofizike të profilëve të vrojtuar dhe Hartat e rezistencës elektrike të thellësive e trashësive të shtresave gjeoelektrike etj.) sipas programeve kompjuterike Surfer 8, Grapher 3, Auto

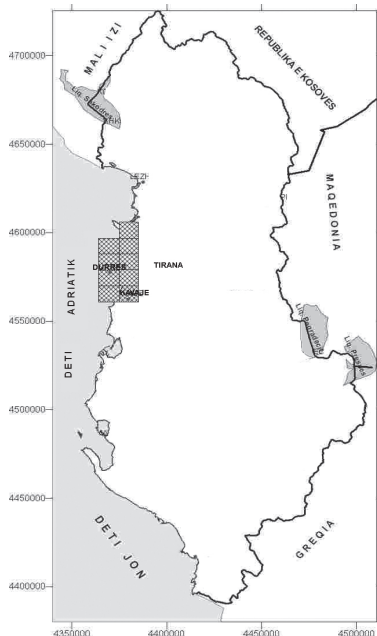


Figura 1. Vendndodhja e planshetave topografike ku janë kryer SEV, Kepi i Rodonit-Karpen (sipas Leka P., Vinçani F. 2009)
Figure 1. Topographic planchettes location where are carried out VES, Cape of Rodon-Karpen (after Leka P., Vinçani F. 2009)

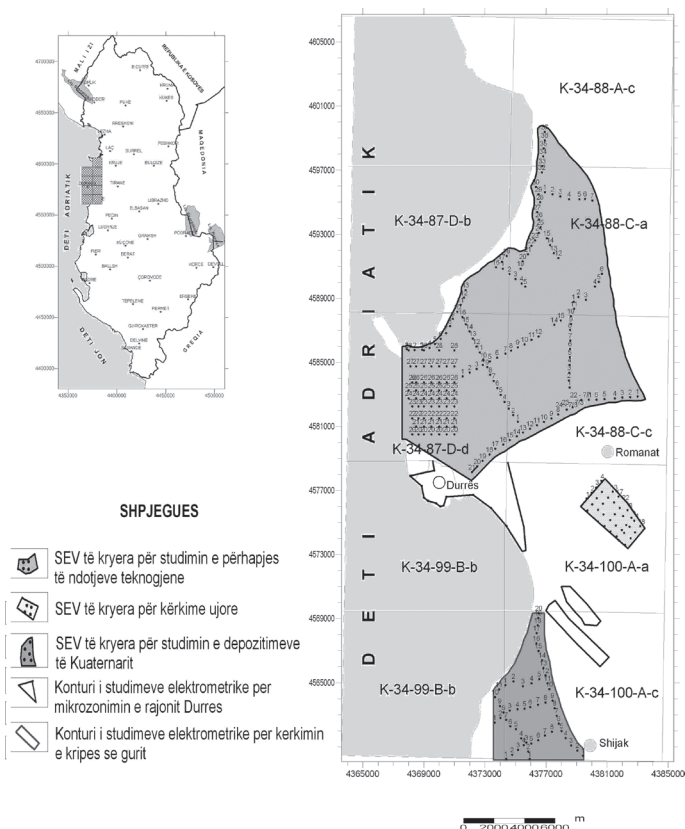


Figura2. Vendndodhja e SEV të kryera në rajonin nga Kepi i Rodonit-Karpen (sipas Vinçani F., Leka P. 2009)
Figure 2. Location of VES carried out in the region from the Cape of Rodon to Karpen (after Vinçani F., Leka P. 2009)

CadMap 6 etj..

4. Realizimi në ArcView Gis 8.2 i studimeve elektrometrike të SEV të kryera për secilën planshetë topografike në shkallën 1:25000, në Ultësirën Pranë Bregdetare të Shqipërisë si dhe për të gjitha planshetat topografike të marra së bashku në të njëjtën shkallë.

“Të dhënat fillestare” të SEV të kryera janë regjistruar konform kërkesave të programit kompjuterik të hartuar në Microsoft Office Access (Leka P., etj., 2007a) (Fig. 3).

Për të gjykuar mbi pozicionin formacional-litologjik të sedimenteve të depozitimeve kuaternare në drejtim të thellësisë u krye

interpretimi sasior i lakoreve të rezistencës elektrike me programin “Resist” për çdo sondim të kryer në piketë.

“Të dhënat e interpretuara” të SEV janë regjistruar sipas kërkesave të programit kompjuterik të hartuar në Microsoft Office Access (Leka P. etj., 2007a) (Fig. 4).

Për të kryer ripërpunime dhe riinterpretime të mëtejshme të SEV të kryera është përfshirë dhe laborja e rezistencës elektrike me zgjidhjen interpretimeve sasiore (Fig. 5).

Zgjidhjet interpretative sasiore të lakoreve të rezistencës, prerjet gjeoelektrike e gjeologo-gjeofizike dhe hartat e rezistencës

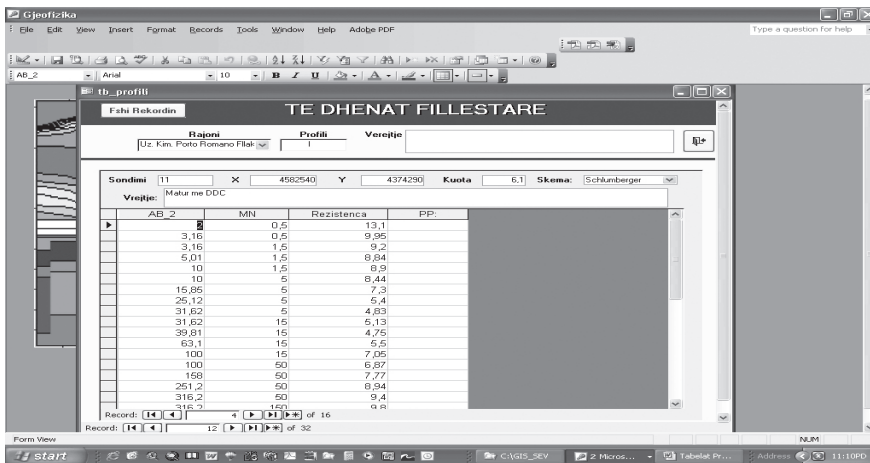


Figura 3. “Të dhënat fillestare” të SEV SEV-11 të kryer në Pr. I, Porto Romano
 Figure 3. “Initial data” after VES 11 carried out in Profile I, Porto Romano

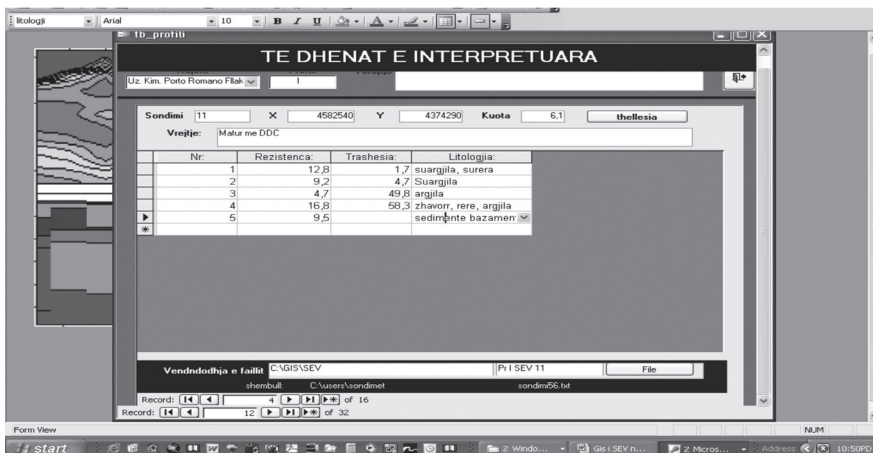


Figura 4. “Të dhënat e interpretuara” të SEV 11 të kryer në Pr. I, Porto Romano
 Figure 4. “Interpreted data” of VES 11, carried out in Profile I, Porto Romano

elektrike, të thellësive, të trashësive të shtresave të formateve të programeve Word, AutoCadMap6, Surfer (“doc”, “dwg”, “srf”), me ndihmën e programit Adobe Acrobat 7 Profesional u kthyen në formën e formatit “pdf”, me qëllim që të bëheshin të përshtatëshme për paraqitjen e tyre në programin Arc View Gis 8.2. Në këtë artikull do të paraqesim vetëm përpunimin dhe realizimin në Arc View Gis 8.2 të rezultateve të studimeve elektrometrike të SEV të kryera në rajonin e Gjirit të Durrësit, plansheta topografike

studimi të ndryshme dhe $h = 50$ m. Hartën topografike me rezultatet e SEV, realizuar në software Arc View Gis 8.2. Në tabelën 1 paraqitet database përmbledhëse “Të dhënat fillestare dhe Të interpretuara” të SEV të kryera në Profilin 5, Synej-Bagoja, ku përfshihen: Nr, Rajoni, Zona, Profili, Nr. SEV, AB/2, Piketa, Koordinatat - X, Y, Kuota H, Rezistenca elektrike ρ , Trashësia, Thellësia, dhe Litologjia. Në figurën 6 janë pasqyruar rezultatet e GIS të studimit elektrometrik të SEV për planshetin topografike K-34-100-

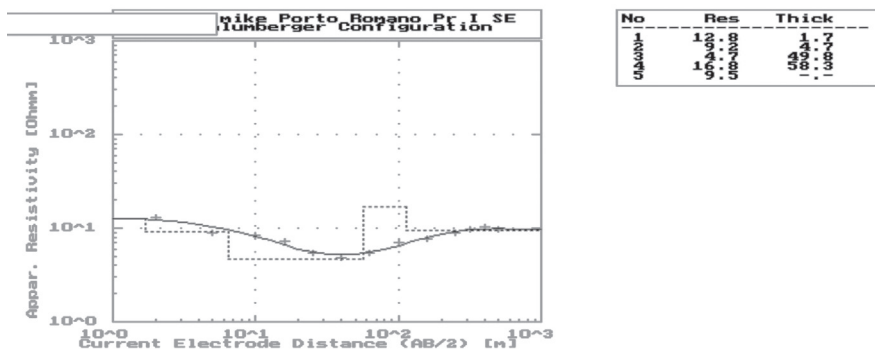


Figura 5. Interpretimi sasior i lakores të rezistencës elektrike sipas SEV-11 të kryer në Pr. I, Porto Romano (sipas Leka P., 2007)

Figure 5. Interpretation quantitative curve of electrical resistivity after VES-11, carried out in Profile I, Porto Romano (after Leka P., 2007)

K-34-100-A-c, Kavajë për studimin e depozitimeve të Kuarternarit (Vinçani F., etj. 2009).

Studimi i depozitimeve të Kuarternarit, rajoni Gjiri i Durrësit (Plansheta topografike K-34-100-A-c, Kavajë)

Përpunimi dhe informatizimi i materialit grafik në planshetën topografike të shkallës 1:25 000, K-34-100-A-c, Kavajë përfshin:

- Database përmbledhëse “Të dhënat fillestare dhe Të interpretuara” të SEV të kryera në Profilin 5, Synej-Bagoja
- Planimetrinë e vendndodhjes të SEV të kryera në rajon
- Prerjen gjeologo-gjeofizike sipas SEV të kryera në profilin 5, Synej-Bagoja
- Hartat e rezistencës elektrike për thellësi

A-c, Kavajë, ku përfshihen: “Të dhënat fillestare”, “Të dhënat e interpretuara”, lakoret e rezistencës elektrike me zgjidhjet e interpretimeve sasiore, harta topografike me planimetrinë e vendosjes të SEV, prerjet gjeologo-gjeofizike, hartat e rezistencës elektrike për thellësi studimi të ndryshme (Leka P., etj, 2003).

Në figurën 7 jepen rezultatet e GIS të studimit gjeologo-elektrometrik për planshetën topografike K-34-100-A-c, Kavajë. Në të, krahas kufijve gjeologjike, elementëve strukturorë, ndarjeve litologjike e gjenetike të moshave janë hedhur dhe izolinjat e trashësisë të zhavorreve dhe rërave aluviale, mbështetur në shpimet dhe në studimet elektrometrike të SEV të kryera. (Hoxha J., etj. 2003).

Interpretimi gjeologo – gjeofizik i materialit

Tabela 1. Database “Të dhënat fillestare” dhe “Të interpretuara” të SEV, Profili 5, Synej-Bagoja

Table 1. The “Initial” and “Interpreted” SEV data base, Profile 5, Synej-Bagoja

Nr	Rajoni	Pr	Nr. SEV	AB/2 m	Pk	Koordinatat (m)		H (m)	ρ ohm.m	Thellësia (m)	Trashësia (m)	Litologjia
						X	Y					
1	Kavaje	5	8	500	1	4374390	4560235	8.2	8	0-2.5	2.5	Argjila kompakte
										2.5-6.2	3.7	Suargjila, surëra, rëra
										6.2-21.0	14.8	Argjila kompakte
										21-50.8	29.8	Zhavorre- argjila
										50.8-109.7	58.9	Argjila kompakte
										>109.7		Zhavorre- argjila
2					2	4374780	4560495	8.3	17	0-1.3	1.3	Suargjila, surëra, rëra
										1.3-10.2	8.9	Argjila kompakte
										10.2-32.3	22.1	Argjila
										32.3-78.3	46.0	Suargjila, surëra, rëra
										78.3-123.2	44.9	Argjila kompakte
										>123.2		Zhavorre- argjila
3					3	4375169	4560800	8.0	21	0-1.8	1.8	Zhavorre- argjila
										1.8-7.2	5.4	Suargjila, surëra, rëra
										7.2-29.3	22.1	Argjila
										29.3-86.9	57.6	Suargjila, surëra, rëra
										86.9-134.5	47.6	Argjila kompakte
										>134.5		Zhavorre- argjila
4					4	4375540	4561100	7.5	11	0-3.5	3.5	Suargjila, surëra, rëra
										3.5-8.4	4.9	Argjila kompakte
										8.4-25.1	16.7	Argjila
										25.1-83.7	58.6	Suargjila, surëra, rëra
										83.7-137.2	53.5	Argjila kompakte
										>137.2		Zhavorre- argjila
5					5	4376030	4561210	7.5	8	0-4.9	4.9	Argjila kompakte
										4.9- 10.3	5.4	Suargjila, surëra, rëra
										10.3- 33	22.7	Argjila
										33- 88.1	55.1	Suargjila, surëra, rëra
										88.1- 132.4	44.3	Argjila kompakte
										> 132.4		Zhavorre- argjila

grafik të përpunuar

Materiali grafik i përpunuar ka ndihmuar në interpretimin gjeologo–gjeofizik të rezultateve të SEV, të kryera në rajonin e Gjirit të Durrësit (Vinçani F. 2007), (Leka P. 2007).

Harta e rezistencës elektrike për thellësi

studimi të ndryshme

Në hartën e rezistencës elektrike të përpunuar për thellësi studimi të ndryshme, që i korrespondojnë gjatësive të linjave ushqyese nga AB= 80 m deri në AB= 1000 m, vihet re se vlerat e parametrin të rezistencës elektrike janë përgjithësisht të ulta dhe nuk i kalojnë 30 ohmm. Parametri i rezistencës

Realizimi në arcviev gis 8.2 i studimeve elektrometrike të SEV të kryera në rajonin Kepi i Rodonit-Karpen elektrike në pjesën perëndimore të rajonit kënetore me përbërje kryesisht argjilore të ngopura me ujë të kripur, ndërsa rritja nga 1 ka vlera më të ulta (Fig. 8.a).

Harta e rezistencës elektrike për thellësi

deri në 5 ohm.m vjen si rezultat i pranisë të rërës në këto sedimente. Vlerat në rritje 5-

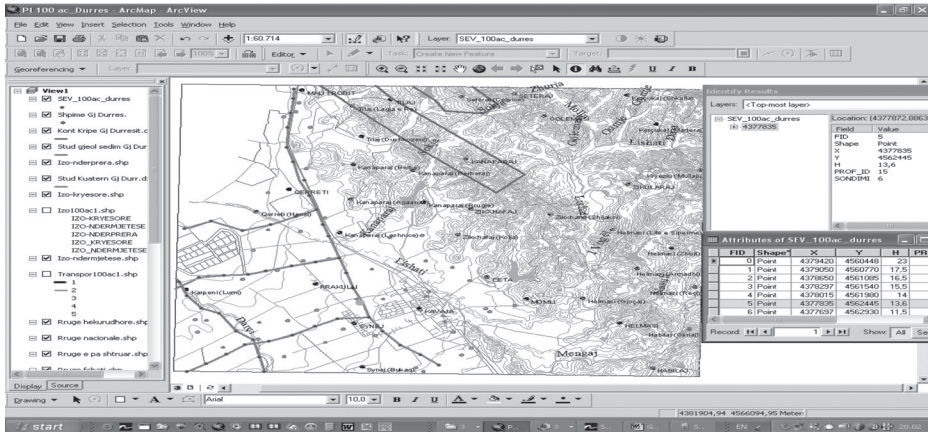


Figura 6. Realizimi në Arc View Gis 8.2, i studimit elektrometrik të SEV, për planshetin topografik K-34-100-A-c, Kavajë (sipas Vinçani F., Leka P., 2009)

Figure 6. Representation in software Arc View GIS 8.2 of the electrometric study of VES for the topographic sheet K-34-100-AC, Kavaja (after Vinçani F., Leka P., 2009)

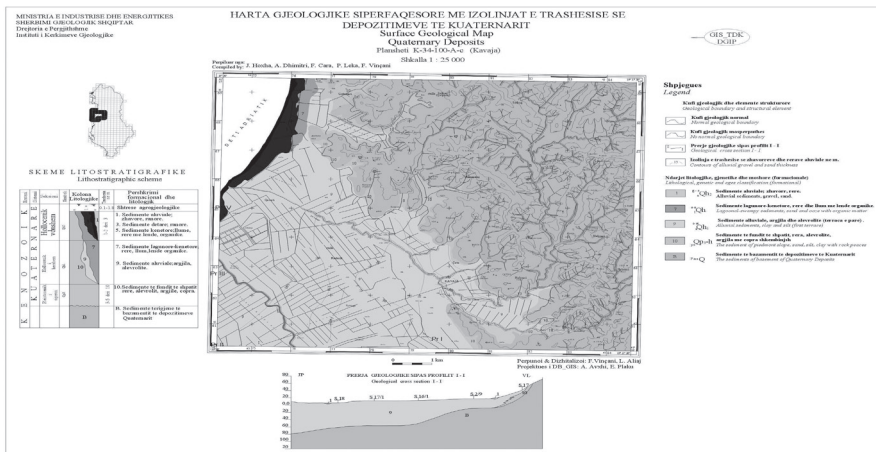


Figura 7. Harta gjeologjike sipërfaqësore me izolinet e trashësisë të depozitimeve të Kuaternarit, K-34-100-A-c, Kavajë (sipas Hoxha J., etj. 2003)

Figure 7. Surface geological map of Quaternary deposits, K-34-100-AC, Kavajë (after Hoxha J., etc 2003)

studimi h=50 m

Në hartën e rezistencës elektrike të përpunuar për thellësi studimi h=50 m re se vlerat e këtij parametri janë të ulta nga 1 deri 20 ohm.m. Vlerat rreth 1 ohm.m përfaqësojnë sedimentet detare, lagunore-

10 ohm.m përfaqësojnë sedimentet aluviale të tarracës të parë të përbërë nga argjila alevrolite. Sipërfaqen më të madhe në këtë rajon e zënë vlerat më të larta nga 10-20 ohm.m, të cilat përfaqësojnë sedimentet fluviale, aluviale të përbëra me ndërthurje

suargjila, surëra e rëra (Leka P., etj. 2006),

Vinçani F., Leka P.

rezistencë elektrike 7-12 ohmm, trashësi 6-18m përfaqëson sedimente të përbëra nga argjila, alevrolite, ndërsa në pk. (2-6) me rezistencë elektrike 2-5 ohm.m, trashësi 18-23 m përfaqëson sedimente të përbëra nga argjila, rëra.

Prerje gjeologo-gjeofizike sipas SEV të kryera në profilin 5, Synej-Bagoja

Në prerjen gjeoelektrike të profilin 5, Synej-Bagoja të trasuar sipas drejtimit P-L dallohen 6 shtresa gjeoelektrike me trashësi dhe rezistencë elektrike të ndryshme.

Shtresa e parë dhe e pestë me rezistencë elektrike 5-10 ohm.m e trashësi respektive 2-3 m dhe rreth 50 m përfaqëson sedimente aluviale të tarracës të parë me përbërje argjila, alevrolite.

Shtresa e dytë ka rezistencë elektrike 8-20 ohm.m m, trashësi 4-6m dhe përfaqëson sedimente aluviale me ndërthurje suargjila, surëra e rëra. Shtresa e tretë ka përbërje litologjike të ndryshme: nga pk. (5-1/5) me

Në këto piketa ndryshon dhe përbërja litologjike e shtresës të katërt. Pjesa e parë me rezistencë elektrike 8-11 ohmm, trashësi 45-55 m përfaqëson sedimente të përbëra nga argjila, ndërsa e dyta me rezistencë elektrike 19-20 ohm.m, trashësi 30-51 m përfaqëson sedimente të përbëra me ndërthurje rëre, zhavorr, argjila, alevrolite. Shtresa e gjashtë dhe e fundit me rezistencë elektrike 26-30 ohm.m dhe 14-20 ohm.m përfaqëson sedimente të bazamentit të depozitimeve kuaternare të përbëra nga ndërthurje, zhavorre, argjila, alevrolite,

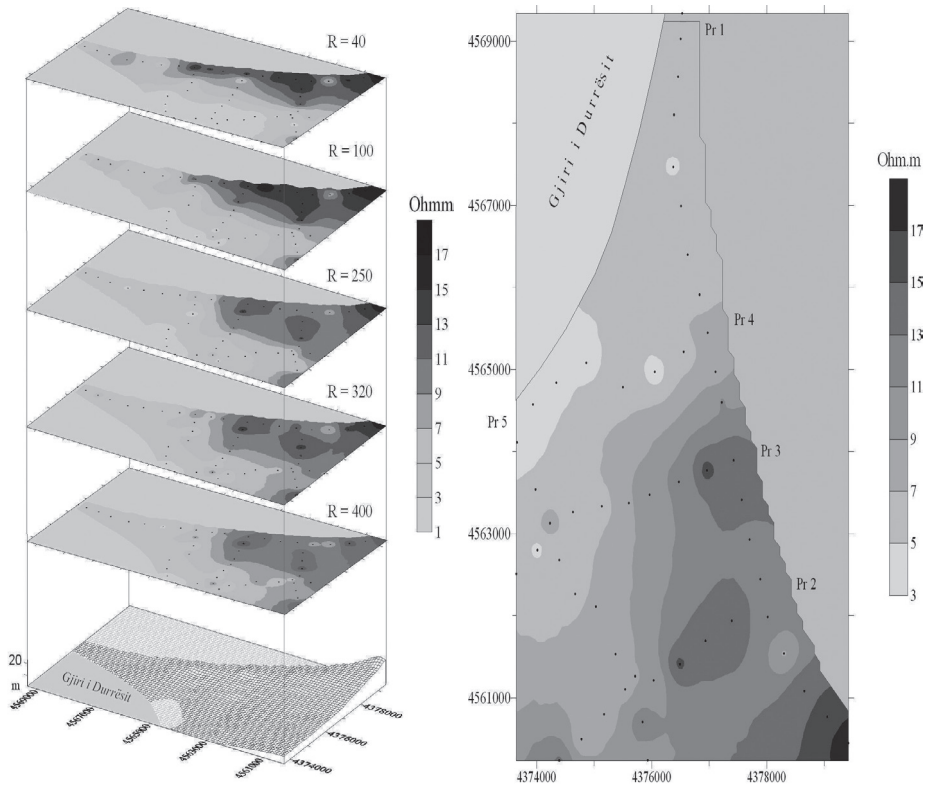


Figura 8. a. Harta e rezistencës elektrike për thellësi studimi të ndryshme; **b.** Harta e rezistencës elektrike për thellësi h=50 m, rajoni Gjiiri i Durrësit (sipas Leka P., Vinçani F.; 2007)

Figure 8. a. Electrical resistivity maps for different depth study; **b.** Electrical resistivity map for depth h=50 m, region of Durrës Gulf (after Leka P., Vinçani F., 2007)

Realizimi në arcview gis 8.2 i studimeve elektrometrike të SEV të kryera në rajonin Kepi i Rodonit-Karpen suargjila, surëra e rëra (Fig. 9). Një figurën 10 paraqitet realizimi në Arc View Gis 8.2 i rezultateve të studimeve elektrometrike të SEV të kryera në të gjithë rajonin Kepi i Rodonit-Karpen, ku i lartpërmendur, që bën të mundur

analizimin dhe menazhimin e të dhënave të materialt grafik të përpunuar sipas tematikave studimore- kërkimore të kryera në të njëjtin kohë të shpejtë (http://GisRockware/ArcView software).

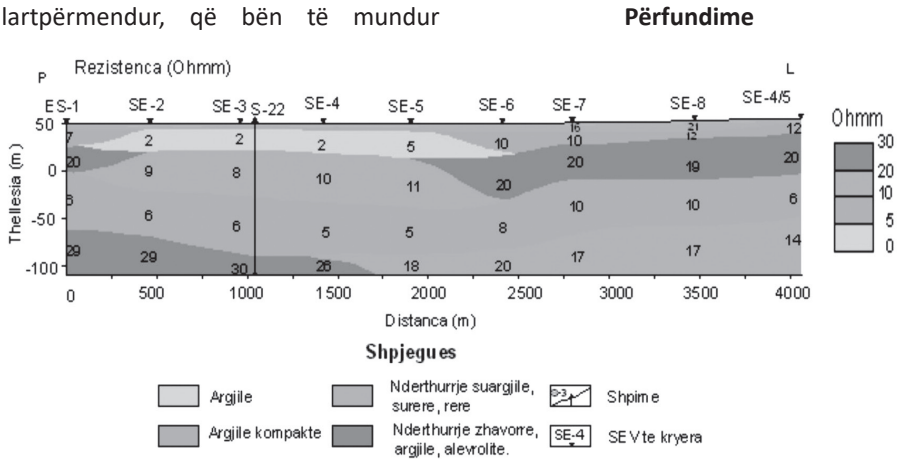


Figura 9. Prerje gjeologjiko-gjeofizike sipas SEV të kryer në Profilin 5, Synej-Bagoja (përpunuar: Leka P., Vinçani F., 2007)
Figure 9. Geological-geophysical cross-section after VES carried out in Profile 5, Synej-Bagoja (processed: Leka P., Vinçani F., 2007)

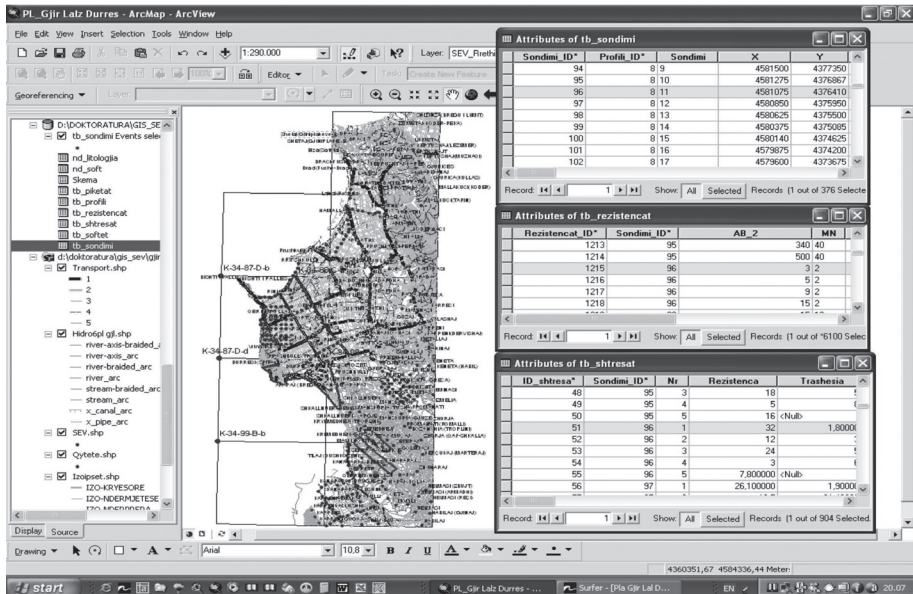


Figura 10. Realizimi në Arc View Gis 8.2 i rezultateve të studimeve elektrometrike të SEV të kryera në rajonin Kepi i Rodonit-Karpen (sipas Vinçani F., Leka P., 2009)
Figure 10. Representation in software Arc View GIS 8.2 of the electrometric studies of VES carried out in the region from the Cape of Rodon to Karpen (after Vinçani F., Leka P., 2009)

1. Realizimi në Arc View Gis 8.2 i studimeve elektrometrike të SEV të kryera në rajonin Kepi i Rodonit-Karpen ndihmon në:
- Standartizimin e informacionit kërkimor-shkencor të grumbulluar në vite, për të qënë sa më i kuptueshëm dhe i shfrytëzueshëm për specialistët dhe shoqërinë civile të komunitetit të interesuar.
 - Aneksimin e informacionit të larpërmendur me çdo lloj informacioni tjetër ndihmës për të arritur përfundime të sakta lidhur me zgjidhjet e detyrave të shtruara.
 - Zbatimin e programeve kompjuterike për përpilimin e mëtejshëm të database në mënyrë praktike dhe të shpejtë.
 - Vendosjen e drejtë të kryerjeve të vrojtimit elektrometrike në sektorët, zonat apo rajonet e kërkuar për studim.
2. Database i SEV: “Të dhënat fillestare”, “Të dhënat e interpretuara” i krijuar sipas Microsoft Office Access dhe materiali grafik i përpunuar (lakoret e rezistencës elektrike me zgjidhjet e interpretimeve sasiore, prerjet gjeoelektrike, gjeologo-gjeofizike, hartat e parametrave fizikë) sipas software Resist 1, Surfer 8, Graph 3, AutoCad Map 6 etj., lehtësojnë në mënyrë të dukëshme punën përgjithësuëse-përpunuese për riinterpretimin me të dhënat më të reja të përfutuara nga kryerja e vrojtimit elektrometrike në rajonin Kepi i Rodonit-Karpen.
3. Realizimi në software Arc View Gis 8.2 të rezultateve të studimeve elektrometrike të SEV, sipas planshetave topografike në shkallën 1:25000 për rajonin Kepi i Rodonit-Karpen, është një mënyrë praktike e saktë dhe e shpejtë për vënien në dispozicion të informacionit të nevojshëm çdo subjekti shtetëror apo privat të interesuar.
4. GIS në studimet elektrometrike të realizuara sipas planshetave topografike në shkallën 1:25000 në rajonin e lartpërmendur do të shërbejë në të ardhmen për të kryer riinterpretime dhe ripërpunime të mëtejshme, të mbështetura dhe nga studimet e tjera gjeologjike, gjeomjedisore, gjeologo-sedimentologjike, gjeologo-civile, gjeologo-inxhinerike, hidrogeologjike, etj. në ndihmë të zgjidhjes të problematikave kërkimore-shkencore të kërkua.

Resume

In the Coastal lowland of Albania is accomplished a large volume of electrometric surveys with the method of electrical resistivity - electrical soundings array (VES).

In this study is treated the representation in Arc View GIS 8.2 of the results of 404 VES performed in 41 profile with regular quadratic network in 9 topographic planchettes scale of 1:25000 for Cape of Rodon - Karpen region. VES tasks performed in this region have been:

1. Study of technogen contamination spreading near Porto Romano-Durres.
2. Water bearing research in Romanat region.
3. Study of the Quaternary deposits in the Durres Gulf area.

The study contains:

- Database of SEV with “initial data” and “interpreted data”.
- Processing and informatization of graphic material according to any topographic planchette, 1:25000 scale, which includes: the location plan of electrometric surveys of VES, the geoelectrical and geological-geoelectrical cross section of observed profiles and the maps of the electrical resistivity, of the thickness and the depth of geoelectrical layers etc. under softwares (Surfer 8, Graph 3, AutoCad Map 6 etc.).
- Representation in the software Arc View Gis 8.2 of the electrometric studies

of VES for each planchette in 1:25000 scale and for all topographic planchettes taken together in the same scale for Cape of Rodon – Karpen region.

Representation of the results of electrometric studies of VES in software Arc View Gis8.2 according to topographic planchette, 1:25000 scale, in this region, is a practical, accurate and quick way to issue the necessary information available to interested state or private community.

This article presents only the processing and representation in Arc View GIS 8.2 of the results of electrometric studies of VES in the Gulf of Durres area, planchette topographic K-34-100-A-c, Kavajë, for the study of the Quaternary deposits. Processed graphic material helped in the geological-geophysical interpretation of the results of SEV, carried out in the Gulf of Durres area.

In the processed resistivity map for the different depths study, corresponding the electrical soundings-array, with AB=80 m up to 1000 m, is shown that the parameter values of electrical resistivity are generally low up to 30 ohm.m. Parameter of electrical resistivity in the western region has the lowest value.

In the processed resistivity map for the low depth H= 50 m is shown that the values of this parameter are low from 1 to 20 ohm.m. The values about 1 ohm.m represent the marine, lagoonal, swamp sediments, mainly clay saturated with salt water, while the increase from 1 to 5 ohmm comes as a result of the presence of sand in these sediments. The values from 5 to 10 ohm.m represent alluvial sediments of the first terrace, with clay and alevrolits compositions. Largest surface of area is occupied by higher values 10-20 ohm.m, which represent fluviale and alluvial sediments, which have compositions of clay, sand etc.

In the geoelectrical cross-section of Synej – Bagoja are delineated 6 geoelectrical layers that have the different depths and resistivities.

Database of SEV: “The initial data”, “The interpreted data” created under the Microsoft Access software and graphic material processed (electrical resistivity curves with the solutions of quantitative interpretations, the geoelectrical, geological-geophysical cross-sections, the maps of physical parameters) according to software Resist 1, Surfer 8, Graph 3, AutoCAD Map, etc., facilitate so visible resumptive-processing work for reinterpretation with newest data obtained by electrometric surveys carried out from Cape of Rodon to Karpen.

GIS in electrometric studies of VES represented by topographic planchettes, 1: 25000 scale, in the region of Cape of Rodon-Karpen, will serve in the future to perform further reinterpretation and reprocessing, and supported by other geological, geoenvironmental, geological-sedimentological, civil geology, geological-engineering, hydrogeological studies, etc., to help resolve problems of required scientific- research.

Keywords: *Electrometric studies, Vertical Electrical Sounding, database, the initial data, the interpreted data, electrical cross-section, topographic planchette, Software ArcView Gis 8.2, Cape of Rodon-Karpen*

Referencat

- DURMISHI Ç., KAVAJA V., JATA I., QELESHI GJ., LEKA P., LLESHI LL., VINÇANI F. (2005)** Studimi gjeologo-sedimentologjik-gjeofizik dhe monitorimi i Hapesirës Bregdetare Shqiptare. Ndikimet në zhvillimet infrastrukturore urbane, turistike për një planifikim, administrim dhe menazhim të qëndrueshëm. Programi i zhvillimit të Shërbimit Gjeologjik Shqiptar. FQGJ. Tiranë.
- HOXHA J., CARA F., LEKA P., DHIMITRIA., DIMO LL., VINÇANI F., HYSENI R. (2003)** Studim mbi administrimin e territorit dhe resurseve natyrore: Gjeologjia-Territori-Ambjenti i rajonit Tiranë-Durrës-Kavajë. Gjeologjia e Kuaternarit. Instituti i Kërkimeve Gjeologjike, Tiranë.
- LEKA P., VINÇANI F. (2003)** Studim mbi administrimin e territorit dhe resurseve natyrore: Gjeologjia-Territori-Ambjenti i rajonit Tiranë-Durrës-Kavajë. Gjeofizika. Qendra Gjeofizike, Tiranë.
- LEKA P., HOXHA J., VINÇANI F. (2005A)** Vrojtime elektrometrike në shkallë të vogël në depozitimet e reja të Ultësirës PranëAdriatike (Gjiri i Lalzit, Durrësit dhe Rodonit). Bul. Shk. Gjeol. Nr. 2/2005, f. 83-91, Tiranë.
- LEKA P., VINÇANI F. (2005b)** Geoelectrical models of quaternary depositions in Lowland of Adriatic Sea, Albania. Journal of the Balkan Geophysical Society. Vol. 8/2005, Suppl. 1, p. 621-625.
- LEKA P., VINÇANI F. (2006)** Electrometrical data for the quaternary deposition in Lowland of Adriatic Sea, Albania. Journal of the Balkan Geophysical Society. Athens, Greece.
- LEKA P., JATA I., VINÇANI F., AZIZAJ V. (2007)** Studim mbi informatizimin e të dhënave të SEV të kryera në zonën e Ultësirës PranëBregdetare nga Hani i Hotit (Shkodër) deri në Liqenin e Butrintit (Sarandë). Qendra Gjeofizike, Tiranë
- LEKA P., (2007)** "Hidrogjeofizika e zbatuar", Monografi. Tiranë.
- VINÇANI F., LEKA P. (2005A)** Geoinformatization of geophysical data for management of natural resources in Lowland Adriatic Sea (region of Tirana-Durres-Kavaja, Albania). The 4th Balkan Geophysical Congress – International. 9 -12 October 2005. Bucharest, Romania.
- VINÇANI F., LEKA P. (2005B)** - Geoinformatization of geophysical data for management of natural resources in region of Tirana-Durrës-Kavajë, Albania. Journal of the Balkan Geophysical Society. Vol. 8, 2005, Suppl. 1, 679-684.
- VINÇANI F. (2007)** Rritja e aftësive zgjidhëse të studimeve gjeofizike nëpërmjet përdorimit të rrugëve të reja të përpunimit", Mikrotezë, Tiranë.
- VINÇANI F., LEKA P. (2009)** VES Geoinformatization in near Adriatic Lowland Sea. The 5th Congress of Balkan Geophysical Society, 10-16 May, Belgrade, Serbia
[http://en.wikipedia.org/wiki/Geographic information system](http://en.wikipedia.org/wiki/Geographic_information_system)
<http://GisRockware/ArcView software>.

MBI PETROLOGJINE DHE METALOGJENINE E MASIVIT OFIOLITIK TE PUKËS (TERBUNIT).

Ndoc Vukzaj*

Hyrje.

Artikulli ka si objekt masivin ofiolitik të Pukës dhe përbën një perpjekje për të ndihmuar në thellimin e njohjes shkencore të gjeologjise së rajonit, petrologjisë së shkëmbinjve plutonike, sqarimin e prerjes petrologjike etj. Në të janë paraqitur në mënyrë të pergjithesuar e te sintetizuar informacionet e shumta të marra në studimet, kerkimet e rilevimet gjeologjike e komplekse të kryera deri tani, duke paraqitur një panoramë më të plotë të karakteristikave petrografike, petrokimike, mineralogjike të facieve petrografike që ndertojnë masivin. Masivi ofiolitik i Pukës (fig. 1, 2) është pjesë e kompleksit ofiolitik perendimor të Shqipërisë, dhe ndodhet në pjesën veriore. Siperfaqja e tij është 210 km². Në veriperëndim dhe perëndim, ky masiv kufizohet në pjesën më të madhe me shkëmbinj të bazikë gabrorë (gabro-troktolitët e Turrecit, Kçirës, Dedajt, Qelzës), si dhe shkëmbinj të ultrabazikë të masivit të Gomsiqës; në zonën Kçirë-Kashnjet me formimet argjilito-copezore të kufirit Jurasik i sipërm (J₃), duke u veçuar kështu nga masivi ultrabazik i Gomsiqës dhe Pilinardës. Në pjesën perendimore kontakton me prishjeve tektonike me formimet vullkano-sedimentare, në pjesën veriore dhe jugore kontakton me vullkanitet bazike, në pjesën lindore tektonikisht me gabro- mikrogabro të Gjeganit, Gojanit (Pukë).

Prerja magmatike dhe disa karakteristika petrografike-petrokimike të masivit Pukës

Bazuar në informacionin e madh shkencor për ofiolitetin si dhe studimeve të kryera nga autori rezulton se në masivin e Pukës dallohen:

- A) Sekuenca ultramafike lercolitike.
- B) Sekuenca plutonike (sekuenca plutonike gabrore përfshirë në të gjithë prerjen e vullkaniteve.

A.Sekuenca ultramafike lercolitike

Është e ndarë në

- a) shkëmbinj ultrabazike tektonite dhe
- b) shkëmbinj ultrabazike kumulate (kumulatet ultramafike apo zona tranzitore).

a) Shkëmbinjte ultrabazike tektonite (mantelike).

a) Shkëmbinjte ultrabazike tektonite.

Ndertojnë pjesën më të thellë të prerjes. Nga punimet tona shkëmbinjte ultrabazike tektonite perfaqesohen, nga lercolite me pak klinopiroksen me ose pa praninë e linzave dunitike, harzburgite dhe harzburgite klinopiroksenore me thjerrza apo breza të rrallë dunitesh, dunitet klinopiroksenore.

Lercolitët dhe lercolitët e varfëra me klinopiroksen, me ose pa praninë e linzave dunitike.

Takohen në pjesët me të poshtme prerjes së sekuenca mantelike, të cilët evidentohen në terren kryesisht në pjesën lindore të masivit ofiolitik të Pukës. Lercolitët ndertojnë mesa duket pjesën me të poshtme të prerjes ofiolitike dhe janë shkëmbinj mbizoterues të shkëmbinjve ultrabazike mantelike tektonite të rajonit. Në terren, paraqesin vështirësi për t'i dalluar nga harzburgitet. Në llojet shkëmbore lercolitike në pjesën me të siperme,

* Shërbimi Gjeologjik Shqiptar

Vukzaj N.

verehet rritja e veçimeve thjerrrezore, jane: olivina (60-80%) me madhesi te brezore te duniteve, kryesisht ne pjesen kokrrizave nga 0,3-5 mm, Opx (10-25%), lindore te masivit, nga Mali i Shilorit ne Cpx (5-8%) dhe kromshpinelidi aksesor

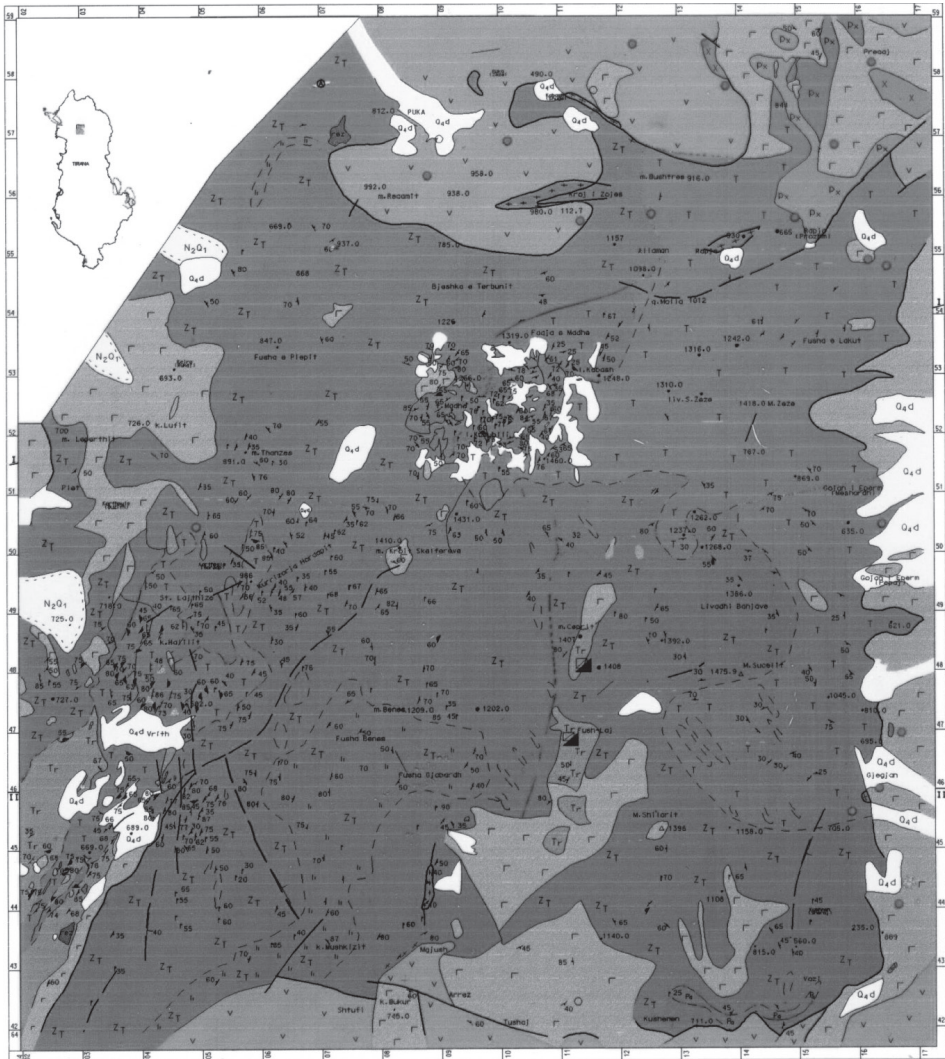


Figura 1. Harta gjeologjike e masivit ultrabazik të Pukës (Tërbun), shkalla 1: 25.000.

jug deri afer Rrapes ne veri si dhe me pak ne zonen e Vrithit ne nderthurje me dunitet klinopiroksenore. Lercolitet me pak klinopiroksen perbejne ne vetvete mantelin peridotitik te varferuar ne masiv.

Mineralet kryesore shkembformues te L/c te varfere ne CPx ne baze te studimit petrografik, analizave kimike dhe llogaritjeve petrokimike normative

deri 1-2 %. Si minerale dytesore takohet serpentina e me rralle talku. Lercolitet paraqiten kryesisht te deformuar, karakterizohen kryesisht nga struktura protogranulare, granoblastike.

Olivina e lercoliteve mantelike tektonite eshte e llojit Fo₍₈₈₋₉₁₎ me 9-12% molekula Fa. Nga studimi mikroskopik rezulton me madhesi kokrrizash 1-2 deri mm, te cilat jane mjaft te deformuara e

neoblaste të cilat formojnë pika treshe. Kromshpinelidi aksesore takohet në Opx janë të tipit $En_{(89,3-91,5)}$ Fs ze 8-9%. forma të çrregullta (ksenomorfe), rrallë

SEKUENCA PLUTONIKE			Melanzhi argjilito-copezor heterogjen (J ₃) Silicore radiolaritike (J ₂₋₃)
			Llava jastekore bazaltike MORB (Bazalte me Ti të lartë)
SEKUENCA ULTRAMAFIKE LERCOLITIKE	Zona kalimtare (kumulate ultramafike)		1-Amfibolite, 2-Gabro olivinike, Gabro 3-Intruzione ultramafike të pirokseniteve Px. 4-Mikrodiorite.
			Lercolite plagjioklazike L _p , dunite, dunite plagjioklazike (D _p) me dalje kromi (Laku Pretushe-2, L-Kabash, Kushnen), Z _p "Zona prerese", hornblendite olivinike (Ho), troktolite, seri damarore ultrabazike, bazike deri acide.
	Shk. tektonite mantelior		Dunite CP _x me ndërthurje lercolite, harzburgite (Vrithi, Fushe Madhe, Lugu Kumbullise) me dalje kromi (Verishte, prr. Magjarit, Laku Pretushes, Lugu Kumbullise etj.)
			Lercolite, lercolite me pak CP _x , rrallë harzburgite dhe harzburgite CP _x me ose pa linza dunitesh.

Figura 2. Kolona gjeologjike përfaqësuese e Masivit ofiolitik të Pukës. (Vukzaj, 2008)

Kryesisht kokrrizat kanë formë të idiomorf, me madhësi kokrrizash nga rregullta prizmatike ose tabulare me 0,1 - 1,5 mm.

kufinj të qartë me olivinen, të cilat kanë madhësi nga 2-5 mm. Kristalet e Opx shpesh janë mjaft të deformuara e të thyera, me shuarje valore.

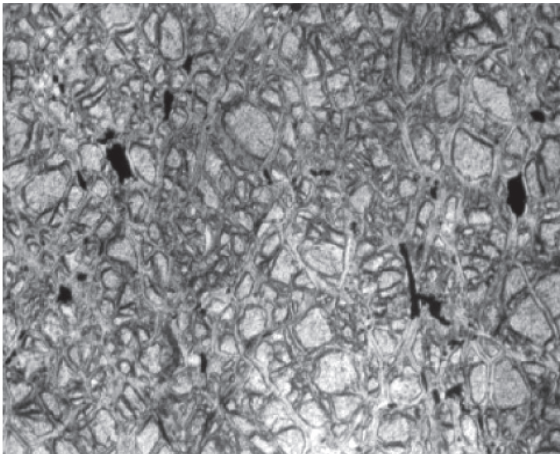
Cpx janë të tipit diopsid, kanë formë të rregullt, tabulare deri të rrumbullakosur, me madhësi kokrrizash nga 1,5 - 2,5 mm.

Harcburgitet me klinopiroksen (deri 5 %)

Janë përberes të rendesishëm të sekuencës mantelike dhe takohen kryesisht të ndërthurura me lercolitet e sekuencës tektonite. Takohen kryesisht neper perrenjte e thelle dhe në ngastra

Vukzaj N.

te vogla (ne jug te Livadh Kabashit, nisur nga studimi i shliffeve te studiuara. Fushe Kumbulli, Vrith etj). Heqja e kufirit Dallohen ne terren per ndertim masiv midis lercoliteve dhe harzburgiteve me dhe ngjyre gati jeshile ne thyerje te linza dunitesh eshte mjaft e veshtire fresket. Karakteristikat makroskopike ne terren. Ne harte, jane konturuar nuk lejojne nje ndarje faciale ne



terren. Gjithashtu mardheniet nderthurese me faciet e lercoliteve, veshtirsojne ndarjen petrografike. Natyrisht prezenca e kokrrizave te klinopiroksenit i dallon ato nga harzburgitet. Ato perbehen nga olivina (65-78%) me Fo/Ol nga 98,11%-99, Opx (10-20 %), Cpx me pak se 5 % dhe kromshpinelidi 1-3 %. Paraqesin struktura protogranulare, granoblastike (foto 6) etj. Klinopiroksenet jane me madhesi 1-2 mm, rralle me te medha, kryesisht me forma prizmatike, me kufinj te kurbuar, kryesisht me pamje intersertale dhe ne kontakte kryesisht midis olivine-Opx dhe me rralle olivine-Cpx. Ato kane nje shpetzim te qarte, shpesh here ortogonal. Paraqesin gjurme te lehta deformacioni.

Harzburgitet.

Kane perhapje te kufizuar ne masiv dhe jane perberes i rendesishem i sekuences mantelike te ketij masivi ku dhe lokalizohen disa shfaqje e objekte kromitike te tij. Keto lloje shkembore jane evidentuar ne terren gjate punimeve gjeologorilevuese te kryera nga autori

Foto 1/a). Dunitite masive mesatarisht te serpentinizuara, Perroi i Magjarit. Vrith. 1/b). Dunit me strukturë protogranulore i serpentinizuar 1/c). Teksturë brezore në lercollitet e zonës tranzitore, Livadh – Kabash, Pukë.

Mbi petrologjinë dhe metalogjinë e masivit ofiolitik të Pukës (Terbunit) dhe sidomos në baze të studimeve petrografike, petrokimike e gjeokimike si dhe rezultateve të analizave të kimike të kryera. Karakteristikat petrografike të tyre janë të njëjta me ato të harzburgiteve me pak CPx.

Perberja minerale e harzburgiteve është; olivine (60-75 %), Opx (15-25 %) kromshpinelidi aksesori 1-5%. Nga mineralet dytesore takohen

serpentine e me rralle talku. Harzburgitet karakterizohen kryesisht nga struktura protogranulare kokrrizmadhe, granoblastike, me rralle porfiroklastike, me deformime të olivines dhe ortopiroksenit

Dunitet dhe dunitet me CPx.

Takohen në forme ndërthurje linzash e brezash me harzburgitet, në sekuencën

mantelike. Trupat dunitike takohen në forma përgjithsisht të rregullta, por dhe të çrregullta, me kontakte graduale me shkëmbinjtë rrethues harzburgitike. Dunitet kane zhvillim të ndryshëm në pjesë të ndryshme të masivit, si në permasa dhe në dendësinë e takimit të tyre. Me të zhvilluara janë në pjesën JP të masivit (Suçeli) dhe në zonën e Vrithit, Lakut Pretushes, Lugu i Kumbullise etj. Në terren, ato dallohen nga ngjyra gri e erret deri erret në varesi të shkallës së serpentinizimit (foto 1/a). Si rezultat i proceseve ekzogjene, ato kanë një kore alterimi me trashësi të ndryshme, e cila i bën këta shkëmbinj në terren të dallueshëm nga llojet e tjera shkëmbore. Korja e alterimit ka ngjyrë të verdhë në kafe të çelur në sfondin e se ciles dallohen

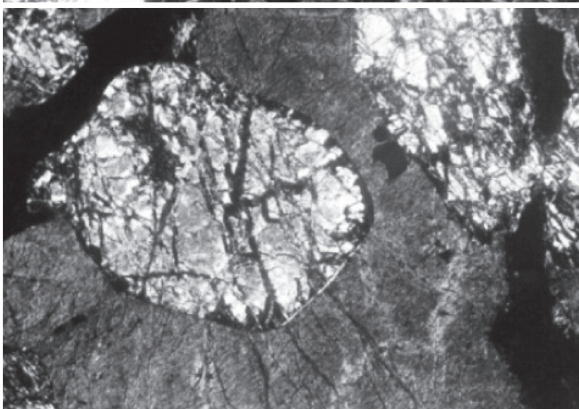
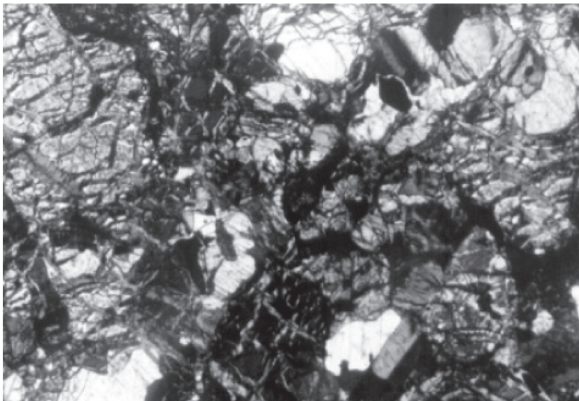
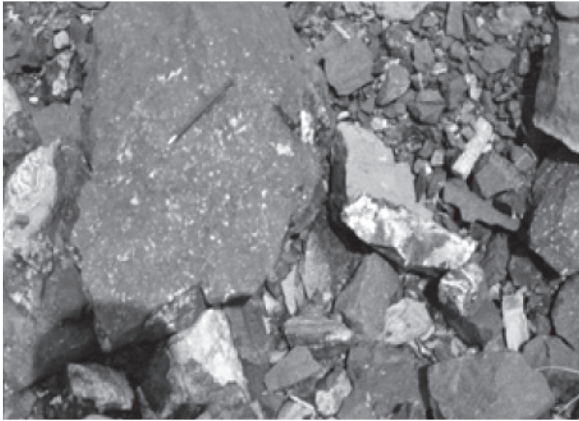
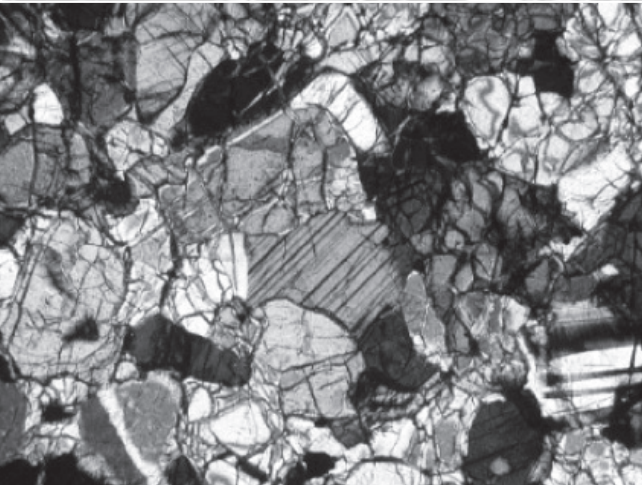
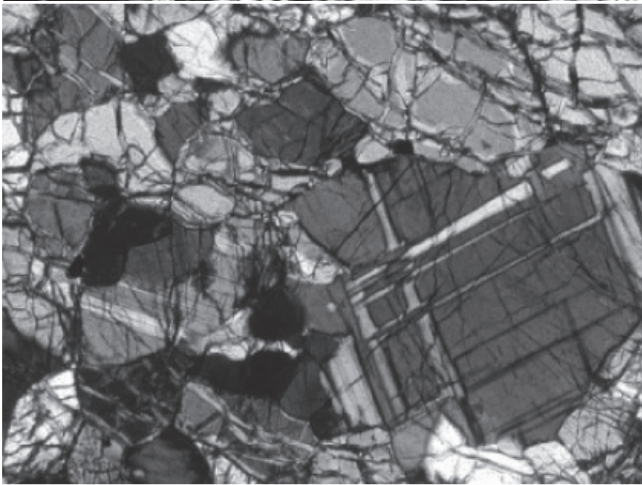
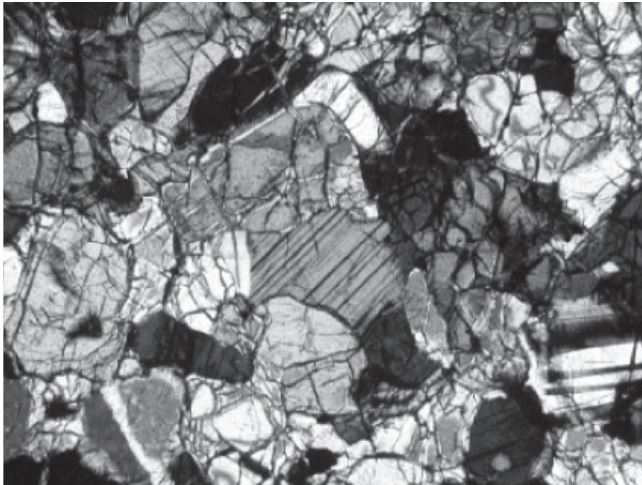


Foto 2. 2/a)-Dunit plagjioklazik me veçime të qarta të plagjioklazit në gjithë sipërfaqen e tij. Fushë Madhe, Terbun, Pukë. 2/b) - Lercolite plagjioklazike me strukturë adkumuate - poikilitike. Shlifi 3877, zmadhimi 70[×], me analizator. Terbun, Pukë. 2/c.) Lercolite plagjioklazike me strukturë adkumuate - poikilitike. Shlifi 2354, zmadhimi 40[×], me analizator. Terbun, Pukë.

Vukzaj N.
kokrrizat e kromshpinelidit aksesor. Ato perbehen nga olivina (90-95 %



me Fo/Ol nga 97,5-98,9, CPx nga 1,5-2,12% dhe kromshpinelidi aksesor (2-5 %) me strukture kryesisht protogranulare (foto 1/b). Olivinat kane madhesi kokrrizash 3-6 mm, me kufinj te qarte e te prere, me rralle te kurbezuar, formojne pika treshe me nje kend 120° . Ato permbajne inkluzione te kromshpinelidit aksesor me madhesi me te vogel se 0,5 mm, dhe paraqesin gjurme te deformimit. Kromshpinelidi zakonisht me forma te rregullta geometrike vendoset mes kokrrizave te olivines, zakonisht me madhesi 0,5-1 mm, rralle me madhesi me te madhe. Ne dunitet zhvillohet gjithashtu nje strukture dytesore rrjetore, e cila i dedikohet zhvillimit te serpentines. Ne shlife verehet pergjithsisht zhvillimi i magnetitit dytesor sipas rrjetit te serpentines ne forme pluhuri deri ne grumbuj, kjo ne varesi te shkalles se serpentinizimit. NËpërmjet këtyre llojeve shkëmbore, kalohet në zonen tranzitore.

b) *Shkëmbinjte ultrabazike kumulate.*
Ndryshe zona kalimtare (kumulatet ultramafike). Ne mes sekuences tektonite ultramafike dhe kumulate gabrore

Foto 3. Lercolite plagjioklazike me strukturë protogranulare. Shlifi A/05 – 573.

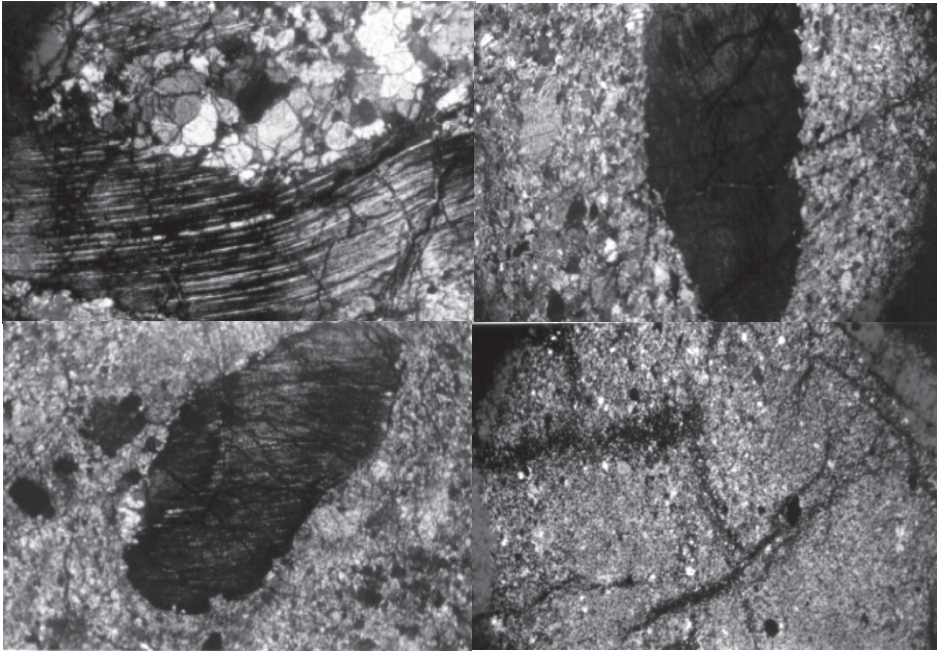


Foto 4. 4/a)- Lercolit plagjioklazik me strukturë porfiroklastike. Porfiroklasti i opx shumë i deformuar dhe rrethohet nga neoblastet kokrrizmesëm të olivinës. Shl. 2982, zmadhimi 40^x, me analizator. Terbun. 4/b)-Lercolit plagjioklazik me strukturë porfiroklastike-millonitike. (Neoblastet e olivinës të imta, porfiroklastet e Opx të deformuara). Shl. 4100, zmadhimi 70^x, me analizator. Terbun, Pukë. 4/c) -Lercolit plagjioklazik me strukturë millonitike. Shlifi 4103, zmadhimi 40^x, me analizator. Terbun

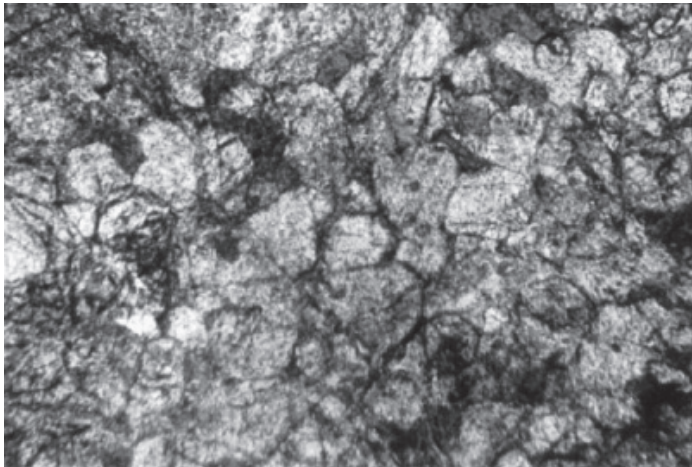


Foto 5. Hornblendit olivinik (Kortlandit) me strukturë granoblastike. Shlifi 201, zmadhimi 121^x, pa analizator, Terbun, Puke.

kemi dalluar zonen kalimtare apo kumulate apo zona kalimtare, është tranzitore shkëmbinjtë (kumulatet lokalizuar mbi prerjen e tektoniteve ultramafike). Shkëmbinjtë ultrabazike në sipërfaqe të konsiderueshme. Në

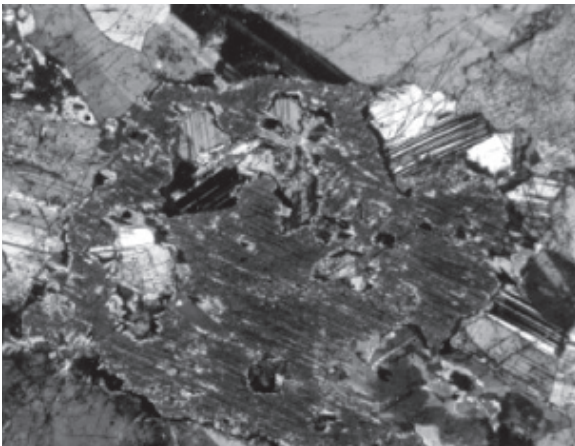
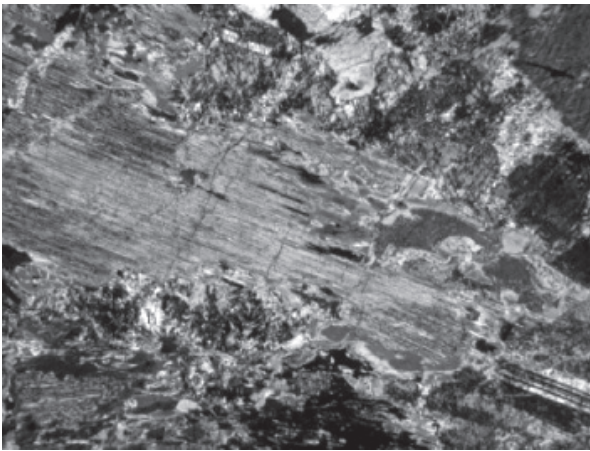
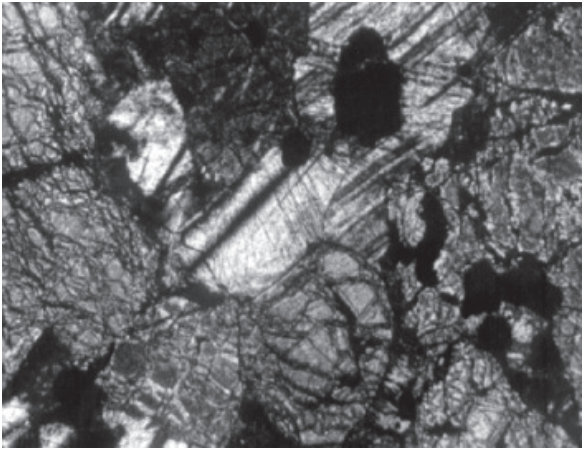


Foto 6 6/a. Troktolit, shlifi 2878, me analizator, zmadhimi 25 \times , Tërbun, Pukë. 6/b,c. Troktolite të përbëra nga Cpx dhe plagjioklaz. Vërehen inkluzione të plagjioklazit në Cpx dhe kokrriza të vogla minerali xeheror. Shlifi A/05-587.

pjeset e sipërme të prerjes së kësaj zone, vërehet prania e injeksioneve plagjioklazike, silleve dhe dajkave gabrore, siç vihet re në sektorin e Livadh-Hamzit, Livadhet e Qershise, afër ish sektorit sharrave Kaçinar etj). Zona kalimtare takohet në pjesën qendrore dhe perëndimore të masivit, si në ish sektoret e sharrave Kaçinar, si dhe në pjesët veriperëndimore të tij (afër qytetit të Pukës). Llojet shkembore që ndertojnë zonën kalimtare në masivin e Pukës përfaqësohen nga llojet shkembore të lercoliteve, veriliteve, harzburgiteve e duniteve me përmbajtje plagjioklazi, me sipër vijojnë piroksenitet, troktolitët deri në hornblenditet olivinike. Mbi zonën kalimtare me kufij gradual vendosen gabrot kumulative që përbejnë dhe serinë e sekuencës kumulative të masivi.

Peridotitet (lercolite, harzburgite, dunite, verilite) plagjioklazike.

Janë përbërës kryesorë të masivit ofiolitik të Pukës. Sasia e plagjioklazit në to lëkundet në intervale të gjërë, duke paraqitur kështu një shkëmb të dallueshëm në terren. Dallohen teksturat kryesisht brezore (foto 1/c). Në disa raste, ndërmjet lercoliteve plagjioklazike takohen imprenjime të shpeshta plagjioklazike apo prania e trupave të vegjël damarorë-thjerrezore gabrore si në Livadhet e Hamzit, Qershizë, apo trupa thjerrezore

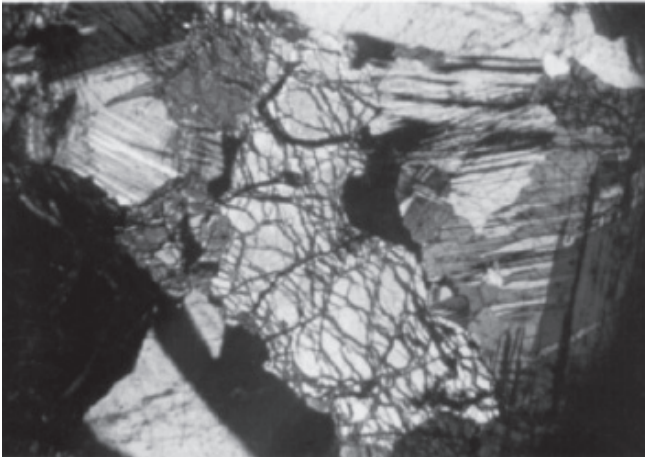


Foto 7. Gabro olivinike me klinopiroksene të rrallë, me strukturë hipidiomofe kokrrizore. Shlifi 3357, me analizator, zmadhimi 25^x, Fushë-Laj, Pukë.

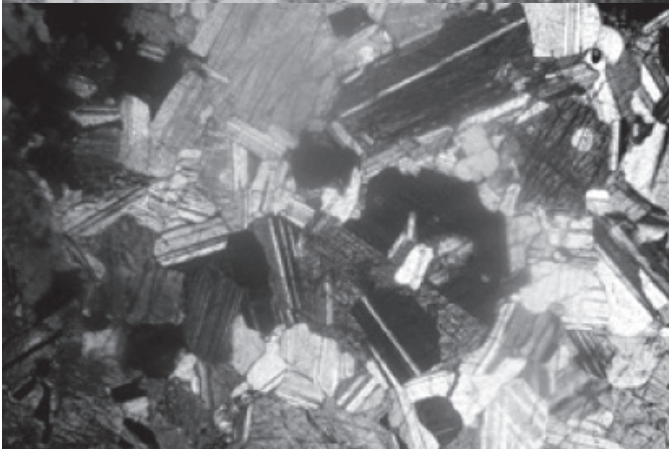
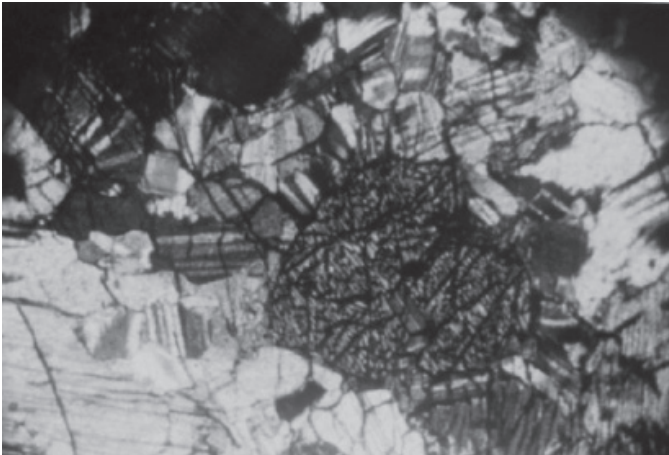


Foto 8. Gabro-norit olivink me strukturë mezokumulate-poikilitike, zmadhimi 40^x, me analizator, shlifi 26/94°. 8/a. Gabronorit mezo-makrokokrrizor me elemente të strukturës poikilitike. Plagjioklazi është mbizotërues përgjithësisht idiomorf dhe rrallë takohet në formë nderfutjesh në CPx e më rrallë në Opx. Shl. 31/95, me analizator, Terbun, Pukë.

te shkëmbinjve plagjioklaze. Përbërja minerale e peridotiteve (lercolitet, verlitet dhe harzburgitet) plagjioklaze është: Olivine rreth 50-75 %, Opx 10-21 %, plagjioklaz 3-20 %, Cpx rreth 3-8 % dhe Crshp 1-2 %. Si minerale dytësore, takohen serpentine (krizotil, antigorit, lizardit) rrallë talk e magnetit dytësor. Kokrrizat e olivinës në përgjithësi janë pak të deformuara, formojnë shpesh pika treshe 120°. Klinopirokseni formon shpesh kristale të mëdha, duke kapërthyer kokrrizat e olivinës si dhe dallohet për një shpetëzim të qartë. Kromshpinelidi është me madhësi 0.1-0.5 mm, i shpërndarë në gjithë masën e shkëmbit në formë të inkluzioneve në fazat e tjera silikate dhe në forma të rregullta. Plagjioklazi ruan gjithashtu karakterin intersticial, duke rrethuar në formë kurorash kokrrizat e olivines dhe Px, duke formuar dhe përqëndrime në trajte grumbullimesh.

Vukzaj N.

Lercolitet plagjioklazike perbehen nga olivinës si dhe dallohet për një olivina 48-67%, Opx nga 10-21%, CPx nga 3,5-6%, plagjioklazi nga 5-10%. Dunitet plagjioklazike (foto 2) perbehen nga olivina 73-80% me Fo/Ol nga 93,8-96, plagjioklazi nga 1-5%, dhe deri 2% Px. Harcburgitet plagjioklazike perbehen nga olivina 45-75% me Fo/Ol nga 93-95, Opx nga 12-21%, plagjioklazi nga 5-17%. Peridotitet plagjioklazike karakterizohen kryesisht nga struktura protogranulare (foto 3), adkumulate-poikilitike (foto 2/a, b) etj. Kokrrizat e olivinës me madhësi variable, janë në përgjithësi të pa deformuara. Ato formojnë shpesh pika treshe 120°. Klinopirokseni formon shpesh kristale të mëdha duke kapërthyer kokrrizat

shpetëzim të qartë. Kromshpinelidi me madhësi 0.1-0.5 mm, shpërndahet në gjithë masën e shkëmbit dhe në formën e inkluzioneve në fazë tjera silikate dhe në forma të rregullta. Plagjioklazi ruan gjithashtu karakterin intersticial duke rrethuar në formë kurorash olivinat dhe shpesh formon përqëndrime kokrrizash në trajtë grumbullimesh. Plagjioklazi, në këtë pjesë të prerjes, paraqitet i freskët me binjakëzime polisintetike (foto 3) dhe është i tipit $An_{79-87.6}$. Shtimi i sasisë së plagjioklazit në sasi të konsiderueshme (20-40%) shënon kalimin drejt llojeve shkëmbore të troktoliteve.

Zonat prerese

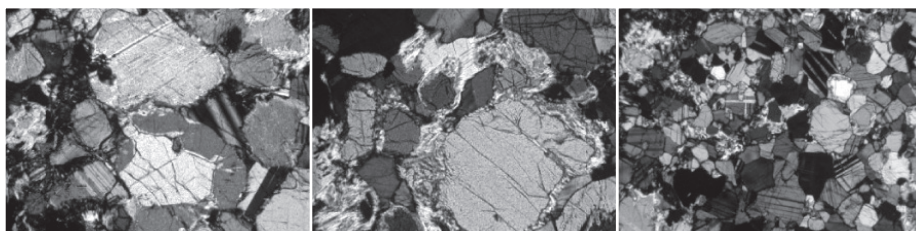


Foto 9. Gabro kokërrmesëm e përbërë nga plagjioklazi i ndryshuar dhe Cpx, rrallë rrethuar nga amfiboli (Hornblende kafe). Shlifi A/05-575.

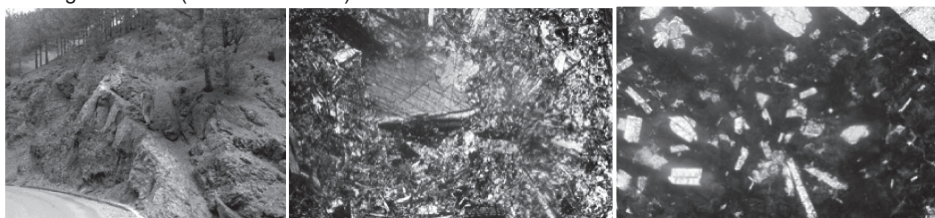
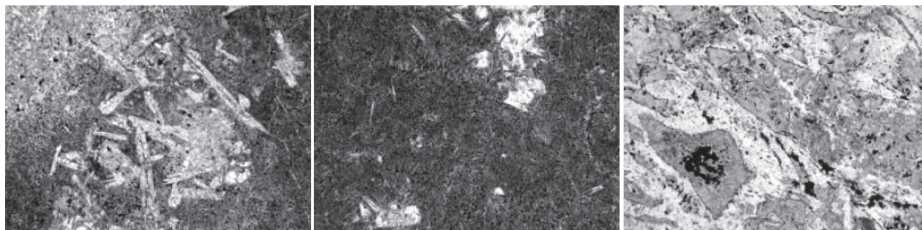


Foto 10. 10/a- Bazalte MORB afër Kroit të Zojës. 10/b. -Porfirit bazaltik. Në fenokristale, mbizotëron plagjioklazi. Masa mikrokristalike është klinopiroksen dhe plagjioklaz i cili është në trajtë bashkërritje dhe i pelletizuar sipas piroksenit. Shlif 4229 me analizator, zmadhimi 25°. Tërbun Pukë. 10/c. -Hialobazalt me strukturë të qartë porfire. Fenokristalet janë plagjioklazike (bazike) euhedrale ndërsa masa xhamore pothuajse e pakristalizuara me mikrolite të rralla plagjioklazi. Shlifi 2151, pa analizator, zmadhimi 25°, Tërbun, Pukë.



Mikrofoto 11. Bazalte me strukturë glomerofitike (Kristalet e plagjioklazit grumbullohen në grupe të dallueshme). Shlifi A/05-581.

Mbi petrologjinë dhe metalogjinë e masiv it ofiolitit të Pukës (Terbunit)

Zonat prerëse në masivin e Pukës, janë takuar në pjesët jugore, veriore e veriperendimore brenda zonës së tranzicionit të zhvilluara në formën e një brezi në gjerësi nga disa qindra m deri në 3-4 km dhe në gjatësi deri 5-6 km. Perfaqësohen nga llojet shkëmbore të lercoliteve, verilteve, harzburgiteve e dunitëve me përmbajtje plagjioklazi. Nga vrojtimi petrografik, vihet re se zonat prerëse shfaqin një zonim strukturor



Foto 12. Pamje të amfiboliteve tek Kroji i Zojës me damarë epidoti të prekur nga mikrotektonika.

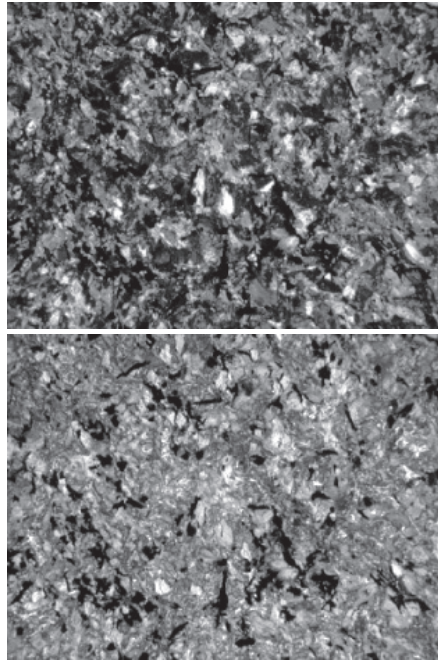


Foto 13/a,b. Amfibolite me strukturë lepidoblastike. Shlifi A/05-564.

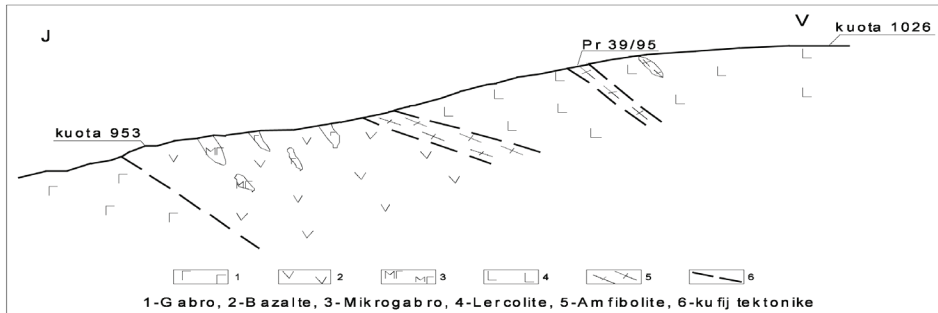


Figura 3. Skemë gjeologjike e kontaktit të bazalteve me shkëmbinjtë ultrabazikë në fshatin Arrëz (Kaçinar).

simetrik me tekstura porfiroklastike (foto 4a) në pjesët periferike që kalojnë në submillonitike, millonitike deri në ultramillonitike (foto 4 b, c,). Strukturat porfiroklastike që ndërtojnë rreth 70 % të zonave prerëse, karakterizohen nga një shpërndarje bimodale të permasave të kokrrizave. Dallohen porfiroklaste të olivines dhe të Opx, të karakterizuara nga forma të zgjatura dhe me rralle të rrumbullakosura me madhësi nga 2-7-8 mm, me shuarje valore etj. Porfiroklastet paraqiten

teper të deformuara, sa që shpesh ato para-qiten teper të zgjatura me raporte zgjatimi 7-8 x 1-2 mm. Neoblastet e olivines, Opx, plagjioklazit dhe me rralle të Cpx, janë me permasa 0,05 - 0,1 mm. Ato zakonisht paraqiten të orientuara në forme "bandoje" olivinike, me përberje kryesisht të olivines, me mbizotërim të Opx, dhe me pak Cpx e plagjioklazit. Kokrrizat, zakonisht me permasa të vogla të shpërndara kryesisht në ambientin e neoblasteve, paraqiten të dy tipeve për nga shkalla e deformimit të tyre; me shenja deformimi dhe të

pa deformatuara. Ne pjesen ndoshta qendrore te zonave prerese, kalohet ne strukturat millonitike deri ultramillonitike, te karakterizuara nga mungesa e porfiroklasteve.

Hornblenditet olivinike

Takohen në kreun e prerjes të zonës kalimtare në formë të një horizonti relativisht të qëndrueshëm që vërehet në sektorin e Kushnenit me trashësi rreth 70-100 m dhe shtrirje 2.5 km. Në terren, paraqesin teksturë në pamje gnejsore, foliacion të qartë dhe lineacion të kushtëzuar nga orientimi i prizmave të amfibolitit i cili është mbizotërues.



Foto 14. Seri damarore piroksenite ne shkëmbinjtë ultrabazike, Laku Pretushes.

Hornblenditet olivinike kane kete përbërje minerale; olivina që takohet zakonisht në formë prizmatike apo të rrumbullakosura, e serpentinizuara, piroksenet (Opx, Cpx) takohen në formë prizmatike, të zgjatur dhe të amfibolizuar dhe amfiboli që është



Foto 15. Seri damarore bazike ne shkëmbinjtë ultrabazike, Vrith.

përbërësi kryesor, në forma kokrrizash prizmatike me kufinj jo të qartë shpesh me ndërfitje. Dallohet për karakterin



Foto 16. Seri damarore te gabrove ne Livadh – Hamzi pleokroik të shprehur qartë me ngjyrë kafe të çelur deri të errët, ndoshta të lidhura me përbërjen mineralogjike të tyre (mikrofoto 5, shlifi 201). Takohet në sasi më të vogël dhe kromshpinelidi aksesori i shpërndarë në masën shkëmbore në përmasa të vogla. Origjina e këtyre llojeve shkëmbore është e diskutueshme; disa autorë si Shallo etj (1995) i konsiderojnë të formuara në rrugë magmatike, në kushte relativisht ujëmbajtëse. Ne i konsiderojmë të formuara nga bashkëveprimi kimik mes fluideve ujore dhe shkëmbinjve rrethues.

B) Sekuenca plutonike (sekuenca plutonike gabrore përfshire në të gjithë

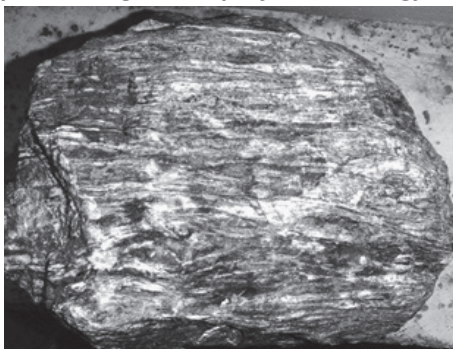


Foto 17. Seri damarore mikrogabro brezore e mikrobrezore, Kaçinar, Pukë.

prerjen e vullkaniteve.

Sekuena plutonike e masivit ofiolitik të Pukës përfaqësohet nga shkëmbinjtë plutonikë gabrorë, përfshirë në të gjithë prerjen e vullkaniteve. Shkëmbinjtë gabrorë vendosen mbi kreun e prerjes së shkëmbinjve kumulate ultramafike,

Mbi petrologjinë dhe metalogjinë e masivit ofiolitik të Pukës (Terbunit) mes troktoliteve. Shkëmbinjtë e kësaj sekuence kanë një përhapje relativisht të vogël në masivin ofiolitik dhe përfaqësohen nga masive të vegjël gabro-troktolite, gabro olivinike, gabro, gabronorite, gabronorite olivinike si dhe shkëmbinjtë ekstruzive (vullkanitet). Këto lloje shkëmbore dalin në pjesët më të larta të masivit si m. i Ceprit (1407 m), m. i Shilorit (1396 m), Fushë-Laj (1390 m), m. i Kumbullisë (1460 m), Maja e Kroit Skelferë (1410 m), Fushë-Madhe (1289 m), Livadhi Qershisë etj. Ndërmjet shkëmbinjeve gabrore dallohen këto facie petrografike, troktolitet, gabrot olivinike, gabrot, gabronoritet, gabrot amfibolike, ferrogabrot etj. Troktolitet dhe gabrot olivinike ndërtojnë pjesën më të poshtme të prerjes kumulate gabrore duke u ndërthurur me lercolitet plagjioklazike.

Troktolitet.

Takohen në pjesët më të sipërme të zonës së tranzicionit dhe shënojnë kalimin gradual drejt sekuencës kumulate gabrore. Përhapen kryesisht në zonën jugore dhe qendrore të masivit dhe takohen në formë shliresh, masive të vegjël (Fushë Laj), damarë brenda llojeve ultrabazike me ose pa plagjioklaz si në Fushë Madhe, Livadhi Qershisë, me permasa nga disa cm deri mbi një metër. Në këto lloje shkëmbore, dallohen qartë kokrrizat e bardha të plagjioklazit në sfondin e errët të masës olivinike, në ndonjë rast në sasi afërsisht të barabarta çfarë i jep masës shkëmbore një pamje dekorative. Në varësi të zotërimit mineralëve me ngjyrë dhe pa ngjyrë, dallohen llojet melanokrate (me pl. deri 20%), mezokrate (pl. deri 60%), leukokrate (pl. deri 80%) dhe deri anortozitet olivinike me plagjioklaz 90-95%. Në varësi të madhësisë së kokrrizave të mineralëve shkëmbformues, dallohen troktolite kokrrizvegjël, kokrrizmesëm,

e masivit ofiolitik të Pukës (Terbunit) kokrrizmedha. Në troktolitet afër Vërrishtës, dallohen pjesë me sasi të ngritur magnetiti, sulfuresh (Neziraj etj., 2005). Nga studimi petrografik i shlifeve, të dhënave të analizave kimike rezultojnë se troktolitet përbëhen nga olivina që zë rreth 55-65% të masës shkëmbit, e cila në përgjithësi është forsteritike Fo 88- 90, klinopirokseni i llojit En që varion nga 0- 2% e masës së shkëmbit, plagjioklazit bazik i tipit An në rreth 20-28% të masës shkëmbit, dhe kromshpinelidi aksesor ~1%. Olivina paraqitet kryesisht në kokrriza izometrike, shpesh në kufinj të rrumbullakosur, më rrallë e zgatur me madhësi 2-4 mm, e përshkruar nga një rrjet serpentine (foto 6/a,) apo në formë inkluzioni brenda plagjioklazit, ç'ka dëshmon se ajo ka kristalizuar e para. Plagjioklazit (An₈₀₋₉₀) paraqitet në forma kryesisht prizmatike 0.5-1.5 mm, me binjakëzim polisintetike me kontakt me kokrrizat e olivinës kryesisht i freskët, me rrallë i ndryshuar (hidrogranatizuar, prenitizuar), ose i shpërndarë në masën shkëmbore si dhe në formë grumbullimesh, ose inkluzione të tij në kokrrizat e Cpx të amfibolizuar (foto 6/b).

Kromshpinelidi aksesor takohet rreth 1% kryesisht në forma ksenomorfe, gjysëm këndore me ngjyrë të zeze deri 0.2 mm. Ai është i shpërndarë në masën e shkëmbit, në kontakt të olivinës me plagjioklazin dhe si inkluzion në to. Në ferrogabrot, takohet pak ortopiroksen (hipersten), në gabrot amfibolike takohet dhe pak amfibol i murmëkuqrrremtë, ose i kloritizuar.

Gabrot olivinike

Janë të përcaktuara në bazë të studimit të shlifeve petrografike, pasi në terren ato nuk mund të konturohen. Perberja minerale është olivina që zë rreth 22-55% të masës së shkëmbit, e cila në përgjithësi është forsteritike Fo 89,7- 91,4, klinopirokseni i llojit

Di që varion nga 12- 18% e masës së shkëmbit, plagjioklazi bazik i tipit An në rreth 21-57% të masës shkëmbit, dhe kromshpinelidi aksesor rreth 1%.

Olivina paraqitet zakonisht në forma të zgjatura, të rrumbullakosura, me kufinj të kurbëzuar, kryesisht e serpentinizuar me madhësi 1-3 mm (foto 7). Plagjioklazi paraqitet në formë prizmatike, tabletoze me binjakëzim polisintetik. Në pjesën më të poshtme të sekuenes kumulate, shpesh plagjioklazi paraqet shënja të lehta deformimi. Klinopirokseni paraqitet në forma intersticiale si faza postkumulat duke mbushur intersticat midis olivinës e plagjioklazit si dhe duke i rrethuar këto faza. Kokrriza të rralla kromshpinelidi aksesor vihen re të shpërndara në masën shkëmbore. Sipas vrojtimeve petrografike këto lloje shkëmbore paraqesin struktura hipidiomorfekokrrizore, mezokumulate, mezokumulate poikilite. Duke gjykuar nga marrëdhëniet olivine-plagjioklaz-piroksen, mund të evidentojmë radhën e kristalizimit që është zakonisht shpinel-olivinë-plagjioklaz-piroksen.

Gabrot

Janë shkëmbinj që karakterizohen nga ndërtimi masiv, kokërvogël-kokërrmesëm dhe më rrallë kokërrmadh. Përbërja minerale është; plagjioklazi bazik, klinopirokseni, si minerale sekondare kloriti, prehniti, albiti, amfiboli, pikëzime sulfure. Plagjioklazi bazik është minerali mbizotërues i gabrove. Takohet kryesisht në forma të rregullta, me binjake polisintetike, jo i deformuar (foto 9). Plagjioklazi shpesh paraqitet i prehnitizuar, albitizuar.

Klinopirokseni takohet në forma kryesisht të rregullta në kokrriza 3-4 mm ndonjëherë dhe më tepër dhe është faza postkumulat që mbush hapsirat mes plagjioklazeve. Klinopirokseni shpesh paraqitet me i ndryshuar pjesërisht në amfibol, duke dhënë llojet e gabrove të amfibolizuara.

Gabro-noritet dhe gabro-noritet olivinike.

Takohen në trajtë shliresh, damarësh në Verrishtë, të përcaktuara në shlife, kryesisht të ndërthura me llojet e tjera gabroide, pa ndonjë rregullshmëri të caktuar. Janë shkëmbinj kokërrvegjël-kokërrmesëm, më rrallë kokërrmedhënj. Përbëhen nga plagjioklazi bazik, orto dhe klinopirokseni. Në llojet olivinike, kemi olivine rreth 5%, si minerale dytësore vërehen amfiboli, prehniti ceoliti etj. Plagjioklazi paraqitet në formë prizmath, pllakash me binjakëzim të thjeshtë polisintetik, kryesisht i ndryshuar (prehnitizuar). Ortopirokseni dhe klinopirokseni takohen në kokrriza me forma të zgjatura, prizmatike deri 3-4 mm me shpetëzim të qartë dhe, shpesh, i amfibolizuar dhe biotitizuar. Në llojet olivinike, takohen kokrriza të olivinës deri 5%, kryesisht të serpentinizuara me forma të rrumbullakosura me



Foto 18 Dalje kromi në lecolitet plagjioklazike. 18/a) Fushë Madhe; 18/b) Shkallë Gjadër (Vrith).

kontakt me fazat e tjera minerale (foto 8). Vrojtmet petrografike evidentojnë rendin e kristalizimit të mëposhtëm olivinë-spinel-plagjioklaz-klinopiroksen-ortopiroksen.

Gabro pegmatitet. Përfaqësohen nga disa dalje të vogla të tyre në zonën e Qershizës, Vrith etj. Ato janë shkëmbinj kokërrmëdhenj, me kristale të piroksenit deri 1 cm, plagjioklazi si dhe shpesh herë përmbajnë edhe mineralizime të titanomagnetitit.

Shkëmbinjtë vullkanogjenë të Jurasikut të mesëm (βJ2).

Këto lloje shkëmbore janë përbërës të rëndësishëm të ofioliteve dhe kanë përhapje të madhe në zonën e Kabash-Lajthizës, që ndodhet në pjesën veriore të masivit, si dhe në pjesën jugore (Kaçinar) duke u shoqëruar

bazike (në trajtë derdhjesh të fuqishme nënujore, masive ose jastëkore) e më rrallë nga facia piroklastike e tyre (Kaçinar, Kabash). Aty këtu, vërehet ndonjë ndërshtresë e hollë e zgjatur ose në trajtë thjerrzash shkëmbinjsh silicorë hematitike dhe gëlqerorësh nyjore, të cilët përbëjnë lëndën lidhëse, çimentuese të llavave jastëkore, së bashku me materialin xhamor-kloritik, hialoklastik.

Vullkanitet bazaltike të Kabashit të tipit MORB (në veri të masivit) kryesisht janë të alteruar, coptuar, ndersa ato më të freskëta kanë ngjyre gri të çelur me nuanca jeshile. Janë shkëmbinj mikrokokrrizore, më rrallë kokërrmesëm, të prekur nga proceset e ndryshimeve hidrotermale si albitizimi, kloritizimi, ceolitizimi etj. Në linjat tektonike të vogla dhe

Tabela 1. Përmbajtjet në ppb të Au, Pt, Pd në disa shfaqje kromifere të masivit.

Nr	Nr. provës	Lloji i shkëmbit	Au	Pt	Pd
1	291/A	Shf. L. Kabash. Kromit me pikzime mesatare.	< 1	< 10	14
2	292/A	Shf. L. Kabash. Kromit me pikzime të ralla.	< 1	< 10	2
3	293/A	Shf. L. Kabash. Dunit. i këmishës.	< 1	58	4
4	294/A	Shf. L. Kumbulli. Kromit brezor	7	67	17
5	295/A	Shf. L. Kumbulli. Dunit. i këmishës	4	< 10	1
6	296/A	Shf. F. Madhe. Kromit me pikzime mesatare..	< 1	< 10	10

ngushtë me shkëmbinjtë plutogjene ultrabazike e bazike. Në pjesën veriore të masivit, këto vullkanite vendosen mbi shkëmbinjtë ultrabazikë nëpërmjet shkëmbinjve metamorfikë si në Kroin e Zojës. Nivelet më të poshtme të prerjes së shkëmbinjve bazaltike përputhen me shkëmbinjtë ultrabazikë, si në Dedaj, Lajthizë, Kaçinar, ku duket qartë zhvillimi i facies hipoabisale gabro-diabazike, e cila shquhet për kokrrizshmëri më të madhe se ajo e diabazeve, kjo e shprehur mes strukturës gabro-ofitike. Pako e poshtme vullkanogjene përfaqësohet nga shkëmbinj efuzivë

në çarje, dallohen kuarci, karbonati, hidrokside hekuri etj. Këto të fundit u japin shkëmbinjve ngjyrë tullë dhe zona të dobëta oksidimi (foto 10). Bazaltet ndërpriten nga seri damarore si porfirite diabazike, gabro-diabaze, dolerite, damarë kuarcorë të cilët ndiqen deri në 30 m në shtrirje e trashësi 0.5 m, (Përroi i Llukëve, Lapidari i M. Hasës etj). Llojet petrografike përbërës janë bazalte, porfirite bazaltike (foto 10/b), hialobazalte variolitike (foto 10/c), të pasura me titan. Përbërja minerale e bazalteve është: Cpx pjesërisht deri krejtësisht i amfibolizuar, plagjioklaz

i albitizuar, kloritizuar, sosiuritizuar e epidotizuar. Paraqesin kryesisht struktura ofitike, glomeroofitike (foto 11) variolitike, bajamore, ku bajamet janë të mbushura me klorit si dhe porfire (foto 10/c). Në disa raste, bazaltet janë të ndryshuara deri në mikroamfibolite e në rreshpe amfibolike. Në afërsi të qytetit Pukë, në lindje të lagjes Mehaj, vullkanitet bazike takohen në formë llavash jastëkore. Ato përfaqësohen nga bazalte të pasur me TiO_2 me afinitet të qartë MORB ($TiO_2=1.26\%$ dhe $P_2O_5 = 0.49\%$). Në pjesën e poshtme, vullkanitet ndërpriten nga intruzione të vegjël të doleriteve të cilët përmbajnë $2.65\% TiO_2$ dhe $0.66\% P_2O_5$. Vullkanitet e pjesës jugore (efuzivet e Kaçinarit) janë shkëmbinj mikrokokrrizore, rrallë kokërrmesëm me ngjyrë të verdhë në të kuqërremtë, me zona të shumta oksidimi. Ato ndërpriten nga seri dajkore mikrogabro, gabro-diabaze, damarë kuarcore, ku verehen dhe shënja të kalkopiritit. Përfaqësohen nga bazalte kokërrimet-kokërr-mesëm të amfibolizuar, porfirite diabazike, tufe diabazike, lava aglomeratike etj. Përbërja minerale e bazalteve është: plagjioklazi me madhësi deri 1 mm kryesisht në individë prizmatikë por në ndonjë rast dallohen dhe mikrofenokristale. Plagjioklazi rrallë paraqitet i freskët, pjesërisht i albitizuar, prehnitizuar, kloritizuar, sosjuritizuar etj. Piroksenet monokline janë thuajse të amfibolizuar dhe futen nëpër intersticia. Këto lloje shkëmbore paraqesin kryesisht struktura ofitike. Porfiritet diabazike dallohen nga fenokristalet e plagjioklazit (deri 1.5 mm) në masën themelore bazaltike dhe janë kryesisht të amfibolizuara. Llavat aglomeratike të përbërjes bazaltike janë kokërrvogël, të amfibolizuar, kloritizuar, me disa fenokristale të plagjioklazit e piroksenit të amfibolizuar, ku në masën bazaltike kapërthehen copra gjysëm të rrumbullakosura të një bazalti me

kristalizim të dobët i të njëjtit tip me masën çimentuese.

Në kryqëzimin e rrugës automobilistike Pukë –Mirditë, masivi ofiolitik i Pukes kufizohet tektonikisht me shkëmbinjte plagjiogranite, në trajtën e një masivi të vogël me përmasa afërsisht 600 x 400m.

Shkëmbinjte metamorfikë.

Në masivin e Pukës janë dalluar nga punimet e studimet e kryera:

Amfibolitet që takohen në kontaktet e masivit ultrabazik të Pukes me bazaltet dhe ndiqen në shtrirje disa dhjetra m, me trashësi që leviz nga 2-5 m deri 50 m. Ato ndërlikohen në shtrirje nga prishjet tektonike shkëputëse dhe shpesh ndërpriten nga dajka të diabazeve e damarë të epidotit si tek Kroj i Zojës (foto 12). Përbërja minerale e tyre është: hornblenda dhe plagjioklazi bazik, ndërsa përbërja kimike e tyre është afërsisht e njëjtë me atë të bazalteve të tipit MORB. Në kontaktin juglindor të masivit, në dy brigjet e Lumit Fan i Madh (afër Gjeganit), takohet një brez shkëmbinjsh metamorfikë që kontakton pjesërisht në mënyrë normale me peridotitet e serpentinizuar (që përbëjnë anën e shtruar të këtyre llojeve shkëmbore) dhe tektonikisht me llojet shkëmbore vullkanike bazike. Në pjesën jugore të masivit (Kodra e Bukur, Kushnen, (figura 3), në kontakt të ultramafikëve me serinë ekstruzive të Kaçinarit, përsëri dallohen qartë një brez amfibolitesh.

Llojet shkëmbore metamorfike përfaqësohen nga amfibolite, rreshpe epidot-amfibolo-kloritike me përbërje minerale, breza plagjioklazi e amfiboli (minerali me ngjyrë) Plagjioklazi është i albitizuar, pjesërisht i kuarçezuar, ndërsa pirokseni krejtësisht i amfibolizuar. Paraqiten teksturat brezore, rreshpore dhe strukturat lepidoblastike (foto 13/a,b), lepidogranoblastike etj.

Seria damarore.

Ne masivin ofiolitik është e pranishme ne dy sekuencat shkembore (tektonite dhe kumulate).

Ne shkëmbinjte mantelore tektonite mbizoterojnë damaret perberjes ultrabazike e bazike (piroksenitike, gabro, mikrogabrove etj), ndersa ne zonen kalimtare veç tyre qe vijne e shtohen, takohen damare dhe shkëmbinj damarore te perberjes deri acide (plagjioklazite, trondjemite, etj), takuar ne Prozhem - Rrape. Piroksenitet damarore jane diçka e zakonshme ne masen ultrabazike dhe bazike. Perfaqesohen nga enstatite, vebsterite ne kokrriza te meseme, te medha ose pegmatoide me madhesi mbi 5-10 cm (Rukaj, Kçire, kurrizorja e Gjadrit, perballe fshatit Vrith etj). Perberja minerale e tyre eshte Ol, 20-25%, Opx, 17-20%, CPx, 25-45%, Pl deri 15%.

Damaret e pirokseniteve takohen kryesisht ne llojet shkembore mantelike si ne Lak Pretushes, (foto 14), por dhe ne ate kumulate dhe kane trashesi nga disa cm deri mbi 1-10 m. Ato zakonisht nderpresin teksturat primare (foliacionin) por takohen dhe damare paralele me to. Shpesh verehen gjithashtu dhe dy gjeneracione piroksenitesh nderpreres midis tyre. Ne llojet shkembore kumulate si psh. ne Perroi e Beqirit (Kushnen) kemi deri ne 5 m trashesi te damarit piroksenit qe nderpresin gabrot.

Shkëmbinjte damarore te perberjes bazike kane perhapjen me te madhe nga te gjithë llojet e tjere qe ndeshen ne masiv, duke formuar shpesh zona apo fusha te tilla dajkash e damaresh, si faqja perballe fshatit Vrith (foto 15), apo afer burimit te Allamanit. Ne Perroi e Livadh-Hamzit (afer ish rezervave shtetore) paraqiten nderthurje gabro-norite, gabro, me peridotitet plagjioklazike (foto 16). Trashesia e serise gabro-norite, gabro leviz nga 1-2 m deri ne 5 m. Jane te zhvilluara dhe llojet pegmatoidale te perfaqesuara

nga gabro-pegmatite, piroksenite etj. Kjo seri nderpret kryesisht llojet shkembore te zones kalimtare dhe trupat e kromitit lidhur me to. Në pjesën veriore të masivit (Prozhem, Memaj) si dhe në pjesën jugore (afër ish sektorit të sharrave Kaçinar) jane takuar llojet metamorfike të mikrogabrove ku paraqiten çartë teksturat brezore mikrobrezore (foto 17), të përbërë nga breza plagjioklazi dhe amfiboli. Këto lloje shkëmbore paraqesin shkëmbinj kompaktë kokërrvogël, me teksturë brezore, gnejsore, mikrobrezore, syzore shpesh të rrudhosur dhe ndiqen në shtrirje disa dhjetra m dhe kanë trashësi që lëviz nga 0.7-5 m, me kontakte përgjithësisht të prera, rralle zigzage, me shkëmbinjte ultramafike, dhe shenja te mineralizimit sulfur. Këto lloje shkëmbore paraqesin struktura nematoblastike granolepidoblastike, mikrolepidoblastike etj. Ne zonen e Vrithit takohen me shumice, sidomos ne masen ultrabazike, seria damarore si gabro, gabropegmatite ne trajte damaresh, trupash te zgjatur te parregullte disa m ne shtrirje dhe gjeresi 0.5-2-3m.

Bazaltet nderpriten nga seri damarore si porfirite diabazike, mikrogabro e mikrogabro-porfirite, damare kuarcore etj me trashesi nga disa cm deri ne 3-5 m. Keto lloje shkembore kane shtrirje te dukshme rreth 10-15 m e trashesi 0.5-1 m, ndersa damaret kuarcore ndiqen deri ne 30 m ne shtrirje e trashesi 0.5 m. (Perroi i Llukeve, Lapidari M. Hases etj.

Shkëmbinjte damarore te perberjes mesatare dhe mesataro-acide perfaqesohen nga dalje te trondjemiteve leukokrate ne forme linzore (te mbingopur me rreth 76 % SiO₂) dhe janë takuar ne zonen kalimtare (Prozhem, Rrape) si dhe ne jug te masivit. Jane quajtur trondjemite duke iu permbajtur klasifikimit dhe emertimit te rekomanduar nga

Colemann R (1977) ku siç dihet nese mineralet shkembformues melanokrate jane > 10 % plagjiogranitet quhen tonalite, ndersa kur mineralet me ngjyre jane me pak se 10 % siç ndodh ne Rrape, atehere plagjiogranitet jane emertuar trondjemite, keto tipike per kurrizoret meso-oqeanike. Trondjemitet kane kete perberje minerale; plagjioklaz, amfibol, kuarc si minerale kryesore, sericit, albit, klorit, epidot si minerale dytesore dhe zirkon, apatit, magnetit si minerale aksesore.

Intruzionet ultramafike

Prania e intruzioneve ultramafike ndermjet ofioliteve është evidentuar në sekuencat e ofioliteve të tipit lindor dhe perëndimor. (Gjata etj 1995, Shallo 1996, 1998, Harta gjeologjike 1:200.000, v. 2002). Këto intruzione kane pergjithesisht permasa te vogla si dhe paraqiten ne forme silllesh ose trupa te çrregullt. Takohen kryesisht ne kufirin e sekuences ultramafike me ate mafike por dhe si intruzione ne nivele te ndryshme te prerjeve gabrore. Nganjehere, ndermjet tyre, verehen nderfutje gabrore me permasa te vogla, si në piroksenitet e Rrapes. Ne masivin ofiolitik te Pukes, ne pjesen VL, ne sektorin Rrape–Rrype, kemi daljen e nje masivi te vogel piroksenitesh. Ne siperfaqe keto lloje shkembore paraqiten kokerrmesem deri kokerrmedhenj me ngjyre gri te blerte deri te blerte te erret. Llojet petrografike jane te perberjes vebsterite olivinike, vebsterite, te perbera nga Opx, Cpx olivina dhe pak kromit aksesor. Nisur nga pozicioni ne prerje i ketyre pirokseniteve, veçorive strukturore, radhen e kristalizimit (shpinel-olivine-Cpx) si dhe metalogjenine e tyre (sulfure, EGP) na lejon qe t'i mendojme si intruzione te mevonshme magmatike Kete veprimtari magmatike e shoqeron veprimtaria hidrotermale e shprehur me formime te sulfureve dhe EGP e shprehur qarte ne keto piroksenite.

Ndërtimi tektono-strukturor i masivit të Pukës.

Konfiguracioni thuhet izometrik i daljes sipërfaqësore të masivit si dhe prania në periferi të tij e shkëmbinjve të tavanit, si vullkanite e gabro si dhe shkëmbinjte gabrore në Fushë Laj, Livadhi Qershisë etj, siç duket në prerjet e ndërtuara, tregon për një strukturë krahinore me pamje kupole, e cila ndërlikohet nga struktura të rendeve më të ulta. Masivi, në pjesën perëndimore, mbihip tektonikisht mbi shkëmbinjte gabrorë e vullkano sedimentarë, në lindje, tektonikisht kontakton me shkëmbinjte gabrorë e plagjiogranitë. Në veri, zhytet nën shkëmbinjte bazaltikë të Pukës, ndërsa, në pjesën jugore, mes zonash tektonike, kontakton me bazalte, gabro etj. Bazuar në matjet e elementeve parësore, shlirët dhe zinxhirët e kromit janë evidentuar disa struktura kryesore që pasqyrohen në prerjet e ndërtuara në hartën 1 :25.000. Duket qartë se orientimi i strukturave kryesore është VP–JL.

Disa të dhëna mbi metalogjeninë e masivit ofiolitik të Pukës.

Në masivin ofiolitik të Pukës takohen mineralizime kromite, mineralizime damarore sulfure e kuarc sulfure në serinë gabrore (vendburimi kuarc sulfur i Kçirës), mineralizime sulfure vullkanogjene në serinë bazaltike. Mineralizimet magmatike të sulfureve te Ni dhe të EGP lidhen me kumulatet ultramafike dhe gabrore. Në shkëmbinjte ultrabazikë të masivit takohen dhe mineralizime të azbestit (vendburimi Kodër Buqe), shenja të talkut, magnezitit si dhe lëndë të tjera industriale, si dunitet e freskëta, piroksenitet, kaolinat me vendburimin Korthpulë, Dedaj me shfaqjet përreth, etj. Mineralizimet e kromitit në masivin e Pukës, në bazë të vendosjes së tyre

në prerje, veçorive morfologjike, teksturore, strukturore dhe mineralogjike-gjeokimike të mjedisit ku ndodhen, janë të pranishme: Në sekuencën lercolitike me linza të rralla duniti, kutakohen kryesisht mineralizime të kromitit metalurgjik, të pasura me alumin, me vlera të kromicitetit dhe magnezialitetit mesatare deri të larta; në dalje relativisht të mëdha të dunitëve (grup shfaqjet brezore të Vrithit). Në nivelet më të thella takohen tekstura masive, leopardine dhe lart tekstura brezore thjerrzore deri masive pikëzore si në Shkallë Gjader (Foto 18b). Në kumulatet ultramafike, në afërsi të llojeve ultrabazike plagjioklazike (dunitë në afërsi të troktoliteve dhe gabrove olivinike), vërehen trupa xeherore si në Fushë Madhe, Livadh Kabash, Lugu Kumbullisë të ndërprerë nga dajka gabrosh i përfaqësuar nga karakteri pseudoshtresor thjerrzor, me tekstura kryesisht brezore, me pikëzime mesatare dhe të rralla. Shpërndarja e mineralizimit është heterogjene dhe përmbajtja e xeherorit lëkundet nga 6% - 36-40% Cr₂O₃. Nga punimet e kërkim-zbulimit të kryera në disa shfaqje kromiti në Vrith, në Livadh-Kabash, Fushë-Madhe, Laku Pretushës, përmasat e trupave janë të kufizuara në drejtim të shtrirjes dhe rënies. Trupi kromitik në Fushë Madhe (Foto 18/a) ka trajtën e një linze të shregullt me kufinj graduale deri të prerë me shkëmbinjte rrethues, me shtrirje deri 60 m, duke patur një gjërësi maksimale deri 5 m. Galeria e hapur në rënie të trupit ka takuar trupin kromitik. Në përgjithësi brezat e kromitit mbështillen nga një këmishë e hollë duniti. Nga studimi i analizave mikrosondike të këtij objekti duket që është i pasur me Al, gjë që nuk spjegohet me pozicionin në prerje, dhe në e mendojmë si një trup kromiti i formuar në thellësi dhe i ardhur me vonë në pozicionin ku ndodhet, ide kjo që përforcohet dhe nga prania e madhe e llojeve gabrore në objekt e rreth saj. Shfaqja e Lakut të Pretushës 1, ndiqet në shtrirje rreth 120 m dhe përfaqëson një trup xeheror me pikëzime e shlire me teksturë pikëzore e brezore që arrijnë deri masive. Në anshlife vihet re shkallë e lartë e kataklazimit, pasojë kjo e ndrydhjes në gjëndje të ngurtë. Nga analizat mikrosondike, rezulton koeficient i lartë i kromicitetit duke qenë kromite të tipit magnokromit. Shfaqja kromifere Laku Pretushës 2 ndodhet rreth 300 m në lindje të Laku Pretushës 1 paraqet trup xeheror të varfër dhe lokalizohet në llojet ultrabazike me plagjioklaz. Nga studimi i anshlifeve rezulton se kemi të bëjmë me një strukturë tipike adkumulative me rreth 45-50% crshp. dhe 50-55% minerale silikate. Shfaqja kromifere Livadh Kabash ka trajtë damarore, ndiqet në shtrirje rreth 50 m me trashësi nga 0,4-1,5 m. Në pjesën qëndrore ku trupi ka gjërësinë më të madhe vërehen teksturat pikëzore e brezore që arrijnë deri masive. Prania e Al më e vogël se në Fushë Madhe spjegohet me ambientin plagjioklazik rreth tij. Pra, në përgjithësi, në shtrirje mineralizimet kromifere ndiqen nga disa m deri 70-100 m, ndërsa në rënie nga disa m në rreth 50-70 m. Trashësia e tyre lëviz nga disa cm deri në 1-2 m. Mineralizimi kromifer vendoset në intervalin rreth 50-400 m. Provat e marra në mjedise të ndryshme shkëmbore ose xeherore janë analizuar për elementët e grupit të platinit Au, Pt, Pd, (Tab 1). Duke u mbështetur në pozicionin në prerje të E.G.P. dhe përmbajtjet e tyre vërehet që kemi E.G.P. të lidhura me dunitet e sekuencës kumulate dhe piroksenitet (Rrape) me vlera më të ngritura. Në prerjen kumulate njihen mineralizimet e titanomagnetiteve në zonën e Kashnjetit, Kaçinarit, të përqëndruara në gabrot hornblendore dhe gabrot piroksenitike. Mineralizimi i

Mbi petrologjinë dhe metalogjinë Titanit është singjetik me kumulatet gabrore i formuar në lidhje të ngushtë me proceset magmatike që kanë kushtëzuar formimin e kumulateve bazike të brezit perëndimor. Prania e mineralizimeve magmatike të titanit në përbërsit bazikë të ofioliteve perëndimore, është në përputhje me tiparet petrologjike e gjeokimike të tyre, ndër të tjera me prirjen titanmbajtëse të përbërsve bazikë dhe përbën kështu një tipar metalogjenik dallues të këtij brezi që shërben si tregues i dallimit të dy brezave ofiolitike. Në shkëmbinjtë e kompleksit gabro peridotit, takohen mineralizimet e magnetitit në Pla, Luf, Boka e Qerretit në formë pseudohjerrëzore, thjerrëzore të zgjatura, breza, ku përmbajtja e Fe_2O_3 është 5-20 % dhe rrallë 30-40% të masës së shkëmbit. Brezi i mineralizuar i magnetitit ka gjatësi rreth 6 km e gjërësi 0,2-2 km. Në këtë brez të mineralizuar janë vecuar disa zona dhe ngastra, dhe në to disa trupa në trajtë thjerrëzash të zgjatura me pamje pseudoshtresore-pillakore (Tërshana, 1996). Mineralizimi i abestit takohet në VP të Qytetit Pukë rreth 1,5 km, në afërsi të kontakteve me shkëmbinjtë gabror të Dedajt, në dy kodra të quajtura Kodër Buqe, Shullan. Dy kodrat azbestmbajtëse janë shumë të prekura nga proceset tektonike dhe pikërisht aty ku tektonika ka veprimtari intensive, atje ka përqëndrime të pasura të azbestit.

Përfundime

Masivi ofiolitik i Pukës është pjesë e ofioliteve të tipit perëndimor dhe ndertohet nga sequenca ultramafike lercolitike dhe sequenca kumulate.

Sequenca ultramafike lercolitike është ndarë në a) shkëmbinj ultrabazike tektonite dhe b) shkëmbinj ultrabazike kumulate (kumulatet ultramafike apo zona tranzitore). Shkëmbinjtë ultrabazike tektonite ndahen në 3 njësi litologo-faciale të përfaqësuara nga lercolitet me pak klinopiroksen, harzburgite, harzburgite klinopiroksenore

e masivit ofiolitik të Pukës (Terbunit) dhe dunitë. Shkëmbinjtë ultrabazike kumulate (zona tranzitore) përfaqësohen nga dunitë me Cpx që përmbajnë kromite brezore, në ndërthurje me harzburgit-lercolite, dunitë dhe lercolite plagjioklazike, (shkëmbinjtë ultrabazike me plagjioklaz) dhe hornblenditet olivinike.

Kufiri i tektoniteve me kumulatet ultrabazike konsiderohet si kufiri i Mohos petrologjike, pra keto tektonite konsiderohen si mantel i varfëruar- relikte refraktar pas shkrirjes së fraksionuar dhe largimit të fraksionit bazaltik nga manteli peridotit.

Zona kalimtare me llojet faciale që e përbejnë, si dunitë plagjioklazike, lercolit-verlite plagjioklazike, hornblenditet olivinike formohet mesa duket nga një suspension magmatik i ndertuar nga proporcione variable të likidit bazaltik dhe ksenokristale të deformuara të olivines, pirokseneve. Ky suspension magmatik rrjedh nga fenomeni i imprenjimit, nga një fraksion likuidi i konsiderueshem në shkëmbinjtë mantelike, duke provokuar humbjen e lidhjeve fillestare të shkëmbinjve mantelike.

Hornblenditet olivinike si facie e veçantë petrografike vendosen në pjesët me të siperme të sequences ultramafike lercolitike dhe i mendojme të formuara me mekanizmin metasomatik si rezultat i bashkeveprimit të fluideve me shkëmbinjtë rrethues.

Sequenca kumulate (shkëmbinjtë plutonike dhe ekstruzive) përfaqësohet nga troktolite, gabro olivinike, gabro, bazalte kryesisht llava jastekore të tipit MORB, i mendojme si prodhime të kristalizimit të fraksionuar magmatik me afinitet bazaltik – toleitik MORB. Kemi një seksion gabror të limituar në trashësi dhe jo i vazhdueshëm.

Seria damarore përfaqësohet nga piroksenitet, gabro mikrogabro etj, dhe përfaqësojnë procese të staveve të mevonshme të origjinës magmatike dhe hidrotermale – metasomatike.

Piroksenitet konsiderohen si intruzione ultramafike të formuara nga proceset e kristalizimit të të fraksionuar në kushtet e dhomave të vogla magmatike, i rrjedhur nga reaksionet e bashkeveprimit të likuidit me shkëmbinjtë mantelike.

Shkëmbinjtë metamorfike të lokalizuara në kontakt të shkëmbinjve ultramafike me

vullkanitet, me afinitet MORB, supozohen pseudothjerrezore, thjerrezore te zgjatura, te formuara qofte me origjine termike, ose i breza, ku permbajtja e Fe_2O_3 eshte rreth fenomenit te obduksionit oqeanik. 20%. Nje metalogjeni e zhvilluar dobët Mineralizimet e magnetitit takohen ne me shfaqje të rralla dhe trupa të vegjel Pla, Luf, Boka e Qerretit ne shkembinjte kromitesh. e kompleksit gabro peridotit ne forme

Referencat

- GRUP AUTORESH (ISPGJ, F.G.J.M, IGJN) - (2002).** Harta gjeologjike e Shqiperise, Shkalla 1.200.000 dhe teksti i monografise, Tirane.
- DURAJ A. (1977).** Relacion mbi punimet e kerkim-revizionimit per krom dhe nikel ne zonen e fshatit Vrith (Puke) gjate viteve 1976-1977. *Arkivi i Deges Rajonale Puke.*
- GJONI S., PJETRI N. (1991).** Projekt mbi punimet e kerkim-zbulimit per mineralin e kromit ne rajonin e Vrithit per vitin 1991. *Arkivi Deges Rajonale Puke*
- MAZREKU A., GJONI V. (1994).** Raport i punimeve komplekse gjeologo-gjeofizike te kryera ne rajonin Livadh-Kabash-Fushe Madhe shkalla 1:2000. *Arkivi Qendror i Gjeologjisë. Tirane.*
- NEZIRAJ A. (1992).** Etude pétrologique et métalogénique du massif ophiolitique de Tropoja, Albanie. Référence particulière aux gisements de chromite et éléments du groupe du platine. *Disertacion Universiteti i Orleanit France.*
- NDOJAJ I. GJ. (1988).** Vendosja hapesinore e perqndrimeve kromifere ne profilin e ultramafikeve ne vendin tone. *Bul. Shk. Gjeol. Nr 2/1998.*
- PJETRI N (1998)** Kromitet e masivit ofiolitik te Pukes. *Bul. Shk. Gjeol. (faqe 77-82).*
- SHALLO M., KOTE DH., VRANAI A., PREMTI I. (1985).** Raport "Magmatizmi ofiolitik i Shqiperise". *Arkivi i I.K.Gj. Tirane.*
- SHALLO M., KOTE DH., VRANAI A., PREMTI I. (1989).** Disa veçori petrologjike te ofioliteve te Shqiperise. *Bul. Shk. Gjeol. Nr 2/1998. (faqe 12-20)*
- SHALLO M., TURKUI., MANIKAK., MARTO A., ETJ. (1996)** - Gjenezat dhe vendosja gjeotektonike e ofioliteve te Shqiperise. *Fondi i Fakultetit Gjeologji Miniera. Tirane*
- TERSHANAA., MYFTARI A., ETJ. (1985).** Studim mbi punimet e kerkim-rilevimit gjeologjik kompleks shk. 1:25 000 te kryer ne rajonin Gomsiqe-Kashnjet (gjate viteve 1983-1985) *Arkivi i I.K.Gj. Tirane*
- TERSHANA A. (1982).** Disertacion Petrologjia dhe metalogjenia e kompleksit gabroperidotit te rajonit Kashnjet-Qelez. *Disertacion. Arkivi i I.K.Gj. Tirane*
- XHOMO A., DIMO LL., ETJ. (2002)** Gjeologjia e Shqiperise. *Fondi Qendror i Gjeologjise, Tirane*
- VUKZAJ N., GJONI S., PJETRI N., NDOJAJ M. (1995).** Raport mbi punimet e rilevimit te kryera per masivin ofiolitik te Pukes ne vitet 1993-1995. Doreshkrim, *Arkivi i Deges Rajonale Puke.*
- VUKZAJ N., GJONI V. (2000)** -Studim pergjithesues gjelogo-gjeofizik i rajonit Fushe Madhe-Vrith dhe perspektiva e kerkimit te mineralizimit kromitik. *Arkivi i I.K.Gj.*
- VUKZAJ N. (2005).** Disa karakteristika gjelogo-petrologjike te masivit ofiolitik te Pukes. *Mikroteze Fondi i Fak. Gjeol-Miniera.*

SAKTËSIMË TË MËTEJSHME PËR NDËRTIMIN STRUKTUROR, POTENCIALIN MINERALIZUES, DHE PETROLOGJINE E SHKËMBINJVE MAGMATIK NË RAJONIN GASH

Hasan Kuliçi, * Jakup Hoxhaj**

Hyrje

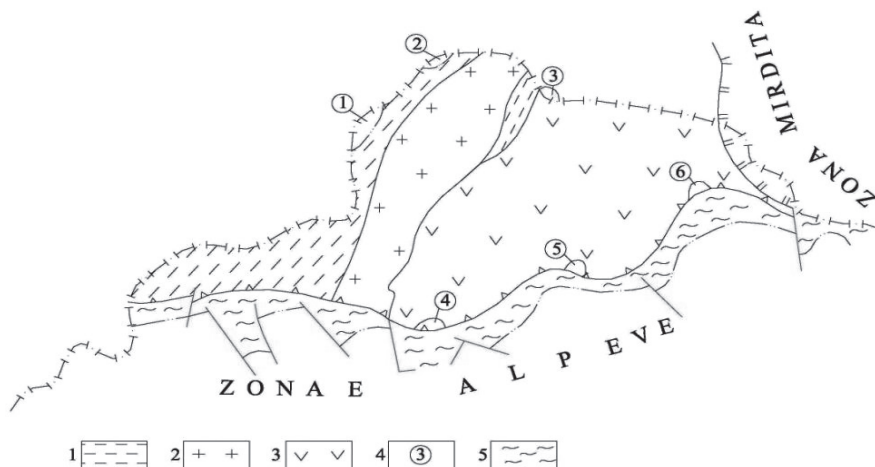
Artikulli ne fjale është një plotësim i domosdoshem per gjeologjinë dhe mineralogjinë e rajonit Gash, gje i cili i ka munguar ketij rajoni disi i veçante ne kuadrin e Albanideve. (Skema 1). Fakte te pakundershtueshem, qe paraqiten, per shume aspekte te fushes se gjeologjise kane bere te mundur saktësimim prerjes lito-stratigrafike, vleresimin e potencialit metalogjenik te rajonit, si dhe karakteristikat e veçanta qe paraqet ky rajon ne teresi ne kuadrin e Albanideve. Konkluzionet e dhena, bazuar ne nje analize te thelle te te dhenave me metoda bashkekohore, perbejne nje nga vlerat me te rendesishme te ketij artikulli.

Ne kete artikull jane pergjthësuar te dhena te marra nga te gjitha llojet e punimeve dhe studimeve qe jane kryer ne rajonin Gash qe nga vitet e para te shekullit te kaluar deri ne ditet e sotme.

Zhvillimi gjeologjik dhe metalogjenik

Në pikpamje litostratigrafike gjeologjia e rajonit Gash ka marrë formë (Hoxhaj J., Meço S., etj., 1993), duke diferencuar katër formacione: farmacioni sedimentar-vullkanogjen i Çeremit (S_1-D_1), formacioni gabro-pllagjiogranitik i Trokuzit (D_2-P_1), formacioni vullkanogjeno-sedimentare Rupë-Sylbicë (P_2) dhe formacioni konglomerato-ranorë kuarcorë kërshi i Vujkut-Qafa e Ali Çelës (T_1). Bazuar në analizen faciale të të gjithë njësive litostratigrafike, që janë dalluar në prerjen sintetike të këtij Rajoni, si dhe në të dhënat e faunës së konodontëve që kanë mundur të nxiren nga shkëmbinj të ndryshëm të po kësaj prerje, është ndërtuar zhvillimi paleogjeografik.

Në intervalin kohor Silur-Trias (S-T), duke ecur në mënyrë kronologjike nga poshtë-lartë, së pari do të trajtojmë formacionin sedimentar-vullkanogjen të Çeremit.



Skema 1. Rajoni i Gashit ne kuadrin e Albanideve.

1. Farmacioni sedimentar-vullkanogjen i Çeremit, 2. Formacioni gabro-pllagjiogranitik i Trokuzit, 3. Formacioni vullkanogjeno-sedimentare Rupë-Sylbicë, 4. Formacioni konglomerato-ranor kuarcor kërshi i Vujkut-Qafa e Ali Çelës. 5. Formacioni flishoro-flishoidal i Alpeve.

*Shërbimi Gjeologjik Shqiptar

** Instituti i Gjeoshkencave

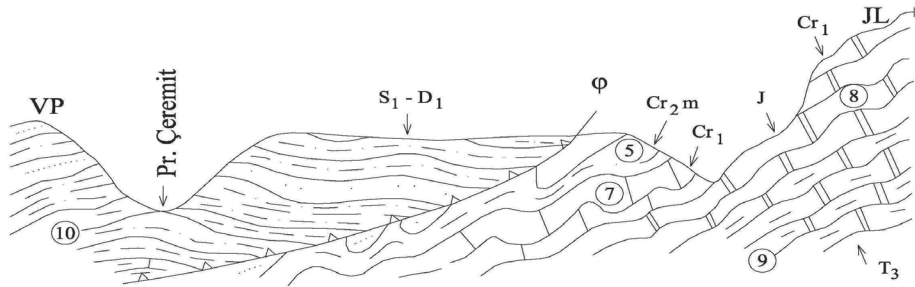


Figura 1. Prerja Çerem. Mbihipja e zonës së Gashit, 10, mbi zonën e Alpeve 6,7,8,9. 1. Bazalte të ndërthurura me gëlqeror, 2. Serpentinite, 3. Bazalte, 4. Pllagjiogranite, 5. Andezito-dacide, 6. Flishe dhe flishoide, 7. Horizont kalimtar gëlqeror, 8. Gëlqeror stromatolitik, 9. Gëlqeror pllakor, 10. Shiste dhe ranor.

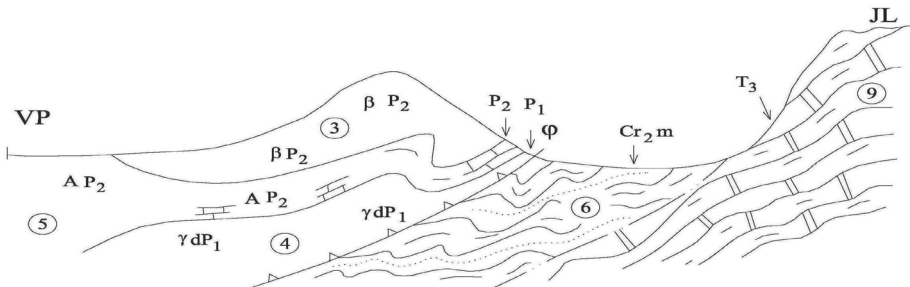


Figura 2. Prerja Javorr. Mbihipja e zonës së Gashit 3,4,5 mbi zonën e Alpeve 6,9. 1. Bazalte të ndërthurura me gëlqeror, 2. Serpentinite, 3. Bazalte, 4. Pllagjiogranite, 5. Andezito-dacide, 6. Flishe dhe flishoide, 7. Horizont kalimtar gëlqeror, 8. Gëlqeror stromatolitik, 9. Gëlqeror pllakor,

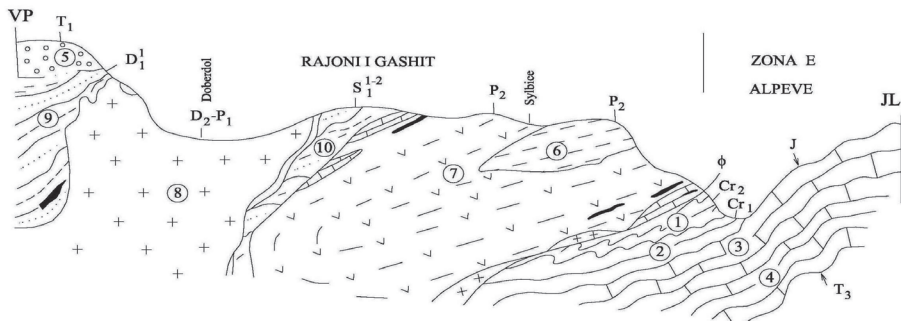


Figura 3. Prerja e përgjithëshme e rajonit Gash. Shpjeguesi: 1. flish, 2. pakua kalimtare, 3. gëlqerorë jurasik, 4. gëlqerorë triasik, 5. konglomerat-ranoro kuarcor të triasit të poshtëm, 6. rreshe të permianit të sipërm, 7. vullkanite të permianit të sipërm, 8. gabro-pllagjiogranite, 9. rreshe të devonianit të poshtëm, 10. rreshe të silurianit të poshtëm.

Faciet që evidentohen brënda pakove të mund të mendohet se në këtë kohë (S-këtij formacioni janë rreshpore, karbonatike, D₁) kemi të bëjmë me një det me thellësi, ranore, filito-alevrolitike, vullkanike etj që i korrespondon gjysmës së poshtëme (Hoxhaj J. 1991/1). Fauna e konodontëve ju të shelfit, me tendencë drejt shpatit përket karbonateve të pakos së poshtëme kontinental.

dhe asaj të sipërme. Duke gjykuar në tërësi Periudha kohore Silur-Devonian i nga përbërja litologjike e këtij formacioni, poshtëm konsiderohet si një periudhë

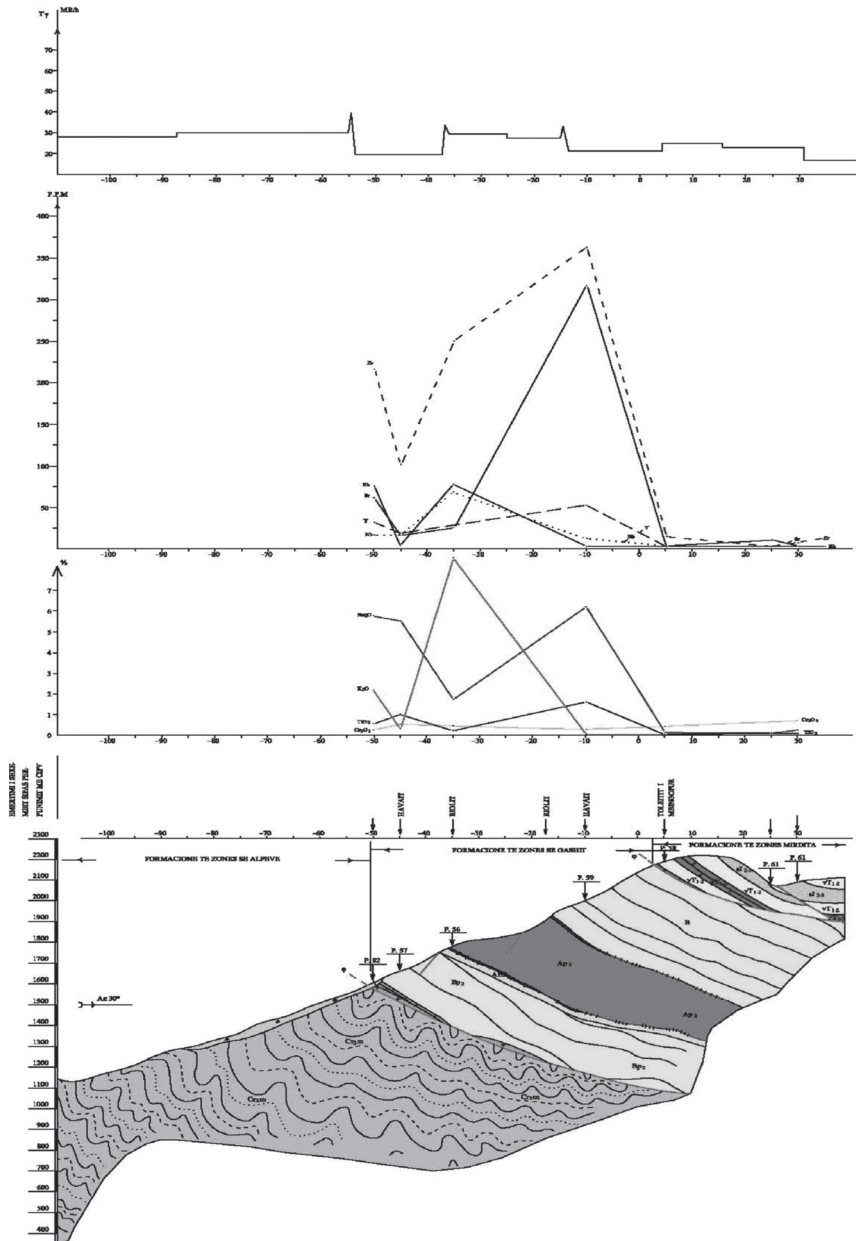


Figura 4.. Prerje gjeolojiko-komplekse Kershat e Brevinës shkalla 1:10000.

që i korrespondon një ambjenti detar, i sekuençë karakteristike sedimentare-cili pëson ngritje dhe ulje të shumta dhe vullkanogjene, që mendohet se ka një të herëpashershme, duke u ndodhur në përhapje me karakter krahinorë. Ky një regjim mjaft të shqetësuar tektonik. Një ambjent mund të ketë pasur një karakter mjaft të ndryshueshem, gjë që shpjegohet si nga ndryshueshmëria faciale ashtu edhe thyerjeve dhe plasaritjeve të karakterit intrakontinental, kanë ndodhur derdhje nga përhapjet e pjesëshme të vullkaniteve. Me këtë ambjent është i lidhur edhe bazik, bazikalinalinorë. Formohet në këtë mënyrë një sedimentaro-metamorfik,

Tabela 1. Parametrat petrokimik të shkëmbinjve bazik.

Parametrat petrokimik të shkëmbinjëve bazik (Gatro)														
Vendmarja e Provave	Parametrat në %													
	Feo ⁴⁺	Na ₂ O+K ₂ O	Magnezjaliteti	Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃	Kromiciteti	Na ₂ O/K ₂ O	Alkaliniteti	Aluminiteti	Femiket	M/F Hekuriciteti	M/F Baziciteti	Indeksi i Kunaajt	TiO ₂	Na ₂ O
Ofollet perendimore	Ofollet lindore	Rajoni Gash	Treguesit											
7.3	7.44	10.4-16.77 13.6	Kp-1											
2.27	1.05	2.43-5.52 3.97	Kp-2											
0.57	0.52	0.40-0.47 0.43	kp-3											
20.82	23.38	12.6-14.27 13.44	kp-4											
0.001	0.003	0.004-0.01 0.007	kp-5											
44.4	20.0	2.94-12.5 7.22	kp-6											
0.12	0.05	0.1-0.44 0.31	kp-7											
1.04	1.27	0.4-0.71 0.57	kp-8											
18.23	16.25	19.1-32.64 25.88	kp-9											
1.29	10.6	0.37-0.72 0.54	kp-10											
0.50	0.53	0.24-0.47 0.35	kp-11											
50.33	48.74	31.0-51.43 41.25	kp-12											
0.73	0.17	2.58	Kp-13											
2.22	1.00	3.18	kp-14											
0.05	0.05	0.62	kp-15											

Tabela 2. Parametrat petrokimik të shkëmbinjve acid (granodiorite, pllajjogranite dhe granite).

Parametrat në %															
Vendmarja e Provave	Feo ⁴⁺	Na ₂ O+K ₂ O	Magnezjaliteti	Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃	Kromiciteti	Na ₂ O/K ₂ O	Alkaliniteti	Aluminiteti	Femiket	M/F Hekuriciteti	M/F Baziciteti	Indeksi i Kunaajt	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
	Levrushku	Fierza	Ofollet Perendimore	Ofollet Lindore	Rajoni i Gashit										
0.7-2.29 1.54	2.3-2.84 2.58	0.8-1.34 1.10	7.14	197-5.80 3.89											
6.6-9.1 7.7	6.6-9.1 2.52	5.5-6.85 6.175	2.29	5.6-8.62 7.12											
0.11-0.24 0.17	0.3-0.4 0.35	0.19-0.46 0.32	0.18	0.16-0.46 0.31											
11.14-15.72 13.44	11.16-12.93 12.04	11.33-12.06 11.69	13.32	13.72-9.45 16.53											
0.001	-	0.001	0.001	0.02-0.03 0.025											
0.7-0.79 0.74	1.27-8.00 4.63	33.25	6.17	0.6-2.35 1.51											
0.06-0.54 0.3	0.54-0.85 0.69	0.49-2.76 1.62	0.26	0.20-0.65 0.45											
4.69-12.52 8.60	2.81-3.12 2.96	4.49-11.27 7.88	1.32	1.75-3.42 2.53											
0.89-3.28 2.03	3.94-4.40 4.14	1.07-2.62 2.96	9.09	4.42-7.59 6.0											
0.13-0.31 0.22	0.44-0.64 0.54	0.33-8.85 0.54	0.22	0.15-0.47 0.31											
0.01-0.04 0.025	0.03-0.04 0.035	0.01-0.03 0.02	0.11	0.16-1.85 1.05											
1.19-6.80 3.99	10.2-14.62 12.4	2.65-14.43 8.54	13.78	8.2-15.69 11.9											
0.14	0.20	0.11	0.35	0.65											
3.3	5.3	6.1	2.5	2.71											
4.4	2.5	0.2	0.4	3.41											

sulfur me element polimetalik, që vendoset kryesore përbërës, që janë rrespet dhe në pjesën e poshtme të pakos më të gëlqerorët. Të parët janë me originë sipërme të këtij formacioni (horizonti A). argjilore të transformuara në klorite, klorit-Pakua më e poshtme e këtij formacioni sericite dhe kuarc-sericite. Gëlqerorët janë (rreshpore-karbonatik) ka dy element më me pakicë se sa rrespet dhe ndeshen

Tabela 3. Përbërja minerale mesatare e shkëmbinjve vullkanik.

Nr	Lloji	Grupet minerale												
		OR	AB	An	Si	Wo	EN	FS	OL	Di	MT	IL	SAL	FEM
1	Havaite	2.62	41.89	18.28	0.009	0.29	3.29	1.16	10.88	15.6	3.7	3.27	61.59	38.37
2	Bazalte alkaline natriumore	3.76	25.42	24.44	0.38	-	2.71	1.05	14.37	19.3	2.96	3	57.14	42.86
3	Bazalte alkaline kaliumore	13.2	23.73	21.95	-	-	1.26	0.41	17.8	12.7	3.43	2.79	61.27	38.73
4	Trahibazalte	15.8	30.42	16.74	-	2.89	4.65	2.6	7.09	5.8	2.29	3.81	64.01	34.75
5	Mugeriti	6.58	45.83	9.14	1.48	3.76	0.8	0.88	5.08	5.73	3.94	3.25	72.65	27.35
6	Bazalte shume Aluminore	1.15	29.29	27.7	-	-	0.75	0.22	13.11	19.6	1.97	2.5	58.9	41.10
7	Toleite te mbingopura	12.5	15.96	14.31	33.46	0.39	9.71	4.36	-	-	2.39	1.67	81.36	18.78
8	Toleite te pangopur	1.6	25.74	28.3	-	-	8.56	3.38	7.14	18.4	2.96	2.82	56.67	43.33
Permbajta minerale prej - deri		1.6-15.84	15.9-45.83	9.14-28.30	0-33.46	0-3.76	0.8-9.71	0.2-4.36	0-17.8	0-19.53	1.9-3.94	1.6-3.81	56.6-81.36	18.7-43.33

Tabela 4. Parametrat petrokimik të shkëmbinjve vullkanik.

Nr	Emërtimi	Elementet në ppm									
		Ti	Cr	Ni	Co	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	
1	Havaite	13684	989.1	907	20.6	7.5	264.7	32	159.6	13.4	
2	Bazalte alkaline natriumore	13370	1024	737	47.6	10.9	193	29.7	131.9	7.4	
3	Bazalte alkaline kaliumore	11613	782.5	1256	30	27.6	182.5	212	140.6	14.3	
4	Trahibazalte	13222	1521	586	0	52125	44.5	273	23		
5	Mugerit	13350	1770	236	28	23	98	43	225	18	
6	Bazalte shumë aluminore	10443	1265	710	77	75	334	28	134	10	
7	Toleite të mbingopura	4894	832	572	58	54	725	51	302	18	

Tabela 5. Përbërja minerale e shkëmbinjve gabro-diabazë dhe diabazë.

Nr	Emërtimi	Mineralet në %												
		OR	AB	AN	Si	Wo	EN	Fs	OL	Di	MT	IL	SAL	FEM
1	Havaite (28)	11.54	35.07	14.24	0.10	Co 0.17	25.4	6.91	-	-	3.73	2.84	61.2	38.85
2	Bazalte alkaline natriumore (81)	5.51	24.51	24.27	Ap 0.80	Ne 3.31	6.12	4.92	14.63	20.5	3.47	2.49	58.10	41.91
3	Bazalte alkaline kaliumore (74)	11.65	21.27	22.88	-	-	Ne 5.15	Ap 0.67	17.6	14.8	3.51	2.52	60.95	39.05
4	Bazalte shumë aluminore (16)	1.39	35.85	22.63	-	Ap 0.38	1.31	0.32	12.13	19.8	3.10	3.12	59.86	40.14

në trajtë linzash dhe ndërshtresash.

Në këto gëlqerorë është ndeshur faunë e konodontëve e përfaqësuar nga një aparat gati i plotë i *Pterospathodus amorphgathoides walliseri*, i moshës së kufirit Lamdoverin-uenlokian (Meço S. Hoxhaj J., 1991.). Mbi bazën e litologjisë së paraqitur, si dhe të konodontëve të siperperemëndura mund të gjykohej se kushtet e formimit të kësaj pakoje i përkasin pjesës së poshtëme të zonës neritike. Përsa

i përket pakos së dyte filito-alevrolitike, kushtet paleogjeografike të formimit të saj, sidomos gjatë kohës së akumulimit të sedimenteve të horizontit filitik, kur metrialit alevrolitor mungon, kushtet kanë qënë pak a shume të njëjta me ato të pakos së përshkruar më sipër, por ndoshta me tendencë thellimi edhe me të madhe. Në gjysmën e vonëshme të kësaj pakoje ku janë akumuluar kryesisht alevrolite mund të gjykohej se baseni ka qënë më i cekët

Saktësime të mëtejshme për ndërtimin strukturor, potencialin mineralizues...në Rajonin Gash

Tabela 6. Parametrat petrokimik të shkëmbinjve gabro-diabazë dhe diabazë.

Nr	EMERTIMI	kp -1	Kp -2	kp -3	kp -4	kp -5	kp -6	kp -7	kp -8	Kp -9	kp -10	kp -11	kp -12	Kp - 13
1	Havaite (28)	14.32	5.55	0.31	18.36	0.0001	14.82	0.45	0.55	23.38	0.44	0.35	34	1.57
2	Bazalte alkaline natriumor (81)	10.12	4.19	0.64	18.98	0.02	3.6	0.27	0.82	20.34	0.76	0.46	30	1.38
3	Bazalte alkaline kaliumor (74)	10.54	5.14	0.59	18.94	0.02	1.58	0.33	0.81	20.69	0.72	0.42	33	1.56
4	Bazalte shumë aluminor (16)	9.22	4.14	0.64	17.73	0.02	17	0.27	0.85	19.56	81	0.4	36	1.48

Tabela 7. Përbërja minerale e shkëmbinjve bazalt pikritik.

Nr	Emërtimi	Mineralet ne %												
		OR	AB	AN	Si	Wo	EN	Fs	OL	Di	MT	IL	SAL	FEM
1	Bazalte pikritike alkaline	2.66	20.24	23.57	-	-	1.96	0.66	31.54	13.10	20.0	2.26	48.3	51.73
2	Bazalte pikritike toleitike	1.30	5.16	14.47	-	-	3.83	0.57	32.96	11.10	2.21	1.79	28.70	71.80

Tabela 8. Parametrat petrokimik të shkëmbinjve bazalt pikritik.

Nr	EMERTIMI	kp-1	Kp-2	kp-3	kp-4	kp-5	kp-6	kp-7	kp-8	Kp-9	kp-10	kp-11	kp-12	kp-13
1	Bazalte pikritike alkaline	10.28	3.20	0.58	20.37	0.02	4.08	0.17	0.75	26.8	1.50	0.57	51.11	0.93
2	Bazalte pikritike toleitike	11.86	0.70	0.65	12.09	0.04	4.00	0.08	0.25	35.96	1.85	0.81	93.61	0.34

Tabela 9. Përbërja minerale e shkëmbinjve pikritik.

Nr	Emërtimi	Mineralet ne %												
		OR	AB	AN	Si	Wo	EN	Fs	OL	Di	MT	IL	SAL	FEM
1	Bazalte pikritike toleitike (7)	2.98	2.82	18.31	-	Ap 0.44	6.12	1.07	55.2	8.31	2.97	1.78	24.1	75.89
2	Bazalte pikritike toleitike (13)	0.56	1.99	22.89	-	Ap 0.31	8.41	1.85	59.35	-	2.88	1.63	25.6	74.44
3	Bazalte pikritike toleitike (17)	0.37	6.15	16.96	-	Ap	5.67	1.05	53.44	11.7	1.82	1.59	23.5	76.52

Tabela 10. Parametrat petrokimik të shkëmbinjve pikritik.

Nr	EMERTIMI	kp-1	Kp-2	kp-3	kp-4	kp-5	kp-6	kp-7	kp-8	kp-9	kp-10	kp-11	kp-12	kp- 13
1	Bazalte pikritike toleitike (7)	12.37	0.35	0.66	12.24	0.03	6.25	0.04	0.19	39.13	1.9	0.9	65.49	0.31
2	Bazalte pikritike toleitike (13)	14.17	0.30	0.63	14.62	0.04	2.33	0.26	0.21	40.66	1.65	0.79	62.11	0.33
3	Bazalte pikritike toleitike (17)	12.37	0.72	0.65	11.48	0.04	11.00	1.54	0.19	38.39	1.87	0.73	64.40	0.30

dhe perkon me gjysëm thellësinë së zonës neritike apo diçka më cekët.

Duke u ngjitur më lartë në kohë, dhe në prerje (kryesisht D₁), pra në pakon ranore kuarcore rreshpore me linza vullkanitësh dhe karbonatësh, vërehet se përbërja faciale është më heterogjene dhe ndeshen ranorë deri në kuarcite, filite, argjiloranorë, ndërshtresa dhe linza gëlqerorësh, vullkanite etj. Ky heterogjenitet facial dëshmon për një dinamizëm aktiv të basenit

të atëhershëm (Hoxhaj J., Kuliçi H. 2007).

Në përgjithësi shtimi i sasisë së materialit ranorik dhe alevrolitore dëshmon për një cektëzim të basenit të më përparsëm, duke u ngjitur në kuotat e gjysmës së sipërme të zonës neritike. Në këtë kuadër mendojmë se bën perjashtim horizonti i fundit (horizonti G), i përfaqësuar kryesisht nga rreshpe filito-grafitike me linza karbonatësh, me pak material alevrolitore e ranorik. Veç kësaj në gëlqerorët e

këtij horizonti, është ndeshur faunë konodontesh, e përfaqësuar nga element të gjinive *ozarcodina*, *Ancirodelloide*, *Pterospathoides* etj. (Hoxhaj J., Meço S., 1991.). Në këtë menyre, në përgjithësi deti i kohës së formimit të sedimenteve të këtij formacioni ka qenë kryesisht i thellësisë neritike. Por edhe me tendencë pellagjike, sidomos në kohën e formimit të rreshpeve filitike dhe të horizontit të fundit të rreshpeve filito-grafitike me karbonate dhe vullkanite, që ka shumë mundësi t'i përkasin thellësisë më të madhe se ajo e zonës neritike. Prania e vullkaniteve të ndërthurur me materialin sedimentar, mendojmë se është në favor të konkluzionit të më sipërm lidhur me dinamikën e formimit të basenit. Konkluzionet mbi thellësinë sipas njërive litostratigrafike, në përgjithësi konfirmohen edhe nga prania e konodonteve.

Duke u ngjitur edhe më lartë në kohë e në stratigrafi kemi të bëjmë me kushtet e formimit të formacionit plutonik subvullkanik. Mendojmë se thellësia e detit nga fundi i kohës së formimit të formacionit sedimentare-vullkanogjen (horizonti G), përputhet me kushtet e formimit të shkëmbinjve plutonik. Lidhur me magmatizmin plutonik bazik, mesataro-acid, dhe acid, sigurisht ka disa vështirësi në interpretimin dhe përcaktimin e vëndit që ai zë në kohë dhe në hapsirë. Siç e kemi cilësuar, (Hoxhaj J., Kuliçi H. 2007). rajoni Gash përbën vetëm një pjesë të vogël të zonës së Durmitorit, dhe në të nuk zbulohet e gjithë vijueshmëria stratigrafike e depozitimeve. Formacioni gabro-pllagjiogranitik i Trokuzit, zë vënd në buzën më jugore të bazamentit kristalin të Silur-Devonit. Ai mund t'i përkasi si interval moshor Devonianit të mesëm-Permianit të poshtëm. Të dhënat e deri tanishme na lejojnë të supozojmë se ky magmatizëm i përket ciklit Hercinik. Ai duhet të jetë rezultat i aktivizimit të kores së vjetër kontinentale nga thyrje të thella të cilat kanë ndikuar në gjenerimin e magmave acide dhe mesataro-acide të karakterit normal. Ky formacion shfaq dukuri të diferencimit deri në shkëmbinj të bazik dhe baziko-mesatara. Fazat finalizuese të tij përfaqësohen nga leukogranitet, pllajjiogranitet, si dhe seria damarore. Nga fundi i Devonianit regjimi tektonik siç

duket intensifikohet, duke u shoqëruar me manifestime të shkëmbinjve intruziv të karakterit bazik dhe meso-acid. Karakteri i përhapjes hapsinore i këtij formacioni të lë përshtypjen e lokalizimit sipas një thyrje të madhe tektonike, e cila kufizonte dy blloqe të bazamentit kontinental. Mbetet problematike lidhja e këtij formacioni me formacionin vullkanogjeno-sedimentare të Permianit. Këto të dhëna do të ishin më të plotë nga studimet krahinore që mund të bëhen në vëndet fqinjë (Kosovë, Mali i zi). Përsa i përket kushteve të formimit të formacionit vullkanogjeno-sedimentare të Permianit të sipërm, duke u bazuar në kompleks në litologji e tij dhe në mbeturinat organike, mendojmë se ky formacion në përgjithësi është formuar në një det të karakterit neritiko-shpat kontinental. Në këtë formacion janë dalluar pesë pako, nga të cilat tre prej tyre përfaqësohen nga shkëmbinj të mirëfilltë vullkanik. Bazamentin e këtij formacioni e përbën pakoja karbonatike, e përfaqësuar nga një ndërthurje e rregullt e gëlqerorëve me vullkanitet. Bazuar në këto të dhëna (litologji dhe faunë), mund të mendohet se deti i atëherëshëm ka qenë kryesisht i karakterit neritik, por me tendencë thellimi. Përsa i përket pakos së vullkaniteve, të dhenat tregojnë se derdhja e tyre është bërë në kushtet e një shpate kontinental apo dhe më thellë

Lidhur me pakon e fundit (rreshpore-silicore-karbonatike), prania e shkëmbinjve silicore dëshmon për thellësi të karakterit pellagjik. Për sa më sipër mund të supozohet se në kushtet e një deti të gjërë epikontinental, i cili ka ekzistuar në Dinaride (në këtë periudhë), kemi patur lëvizje të ndryshme epirogjenetike, mbi bazën e të cilave kanë ndodhur frakturime intrakontinentale që kanë lejuar formimin e sekuencave vullkanogjeno-sedimentare. Në këtë periudhë ka patur një magmatizëm tip rifti kontinental, (Hoxhaj J. 1991/3) i shprehur në formimet vullkanike të rifteve, andezit-dacideve dhe dacideve. Në vijim ky magmatizëm merr tiparet e një vullkanizmi bazik me karakter ndërmjetës, midis toleiteve dhe atij alkalinore. Anësimi alkalinor shprehet me praninë e bazalteve subalkalinore, leikobazalteve,

havaito-bazalteve, mugerito-bazalteve etj. Finalizimin e tij ky vullkanizëm e arrin me shfaqjet e pikrito-bazalteve që mbyllin edhe ciklin vullkanik. Në këtë vullkanizëm, sidomos me fazat e fillimit të tij, është lidhur mineralizimi sulfur polimetalik. Mendohet që riftëzimi kontinental Permian i përket një periudhe riftore të vërtetë, pa arritur në proceset e oqeanizimit. Frakturimet e ndryshme brënda riftore janë kriter me rëndësi për kërkimin e mineralizimeve.

Formacioni i fundit në prerjen e rajonit, Gash është ai konglomerato-ranoro kuarcoreve, i përfaqësuar nga konglomerate dhe ranore. Duke patur parasysh përbërjen e coprave, madhësinë e tyre, shkallën e përpunimit si dhe duke bërë krahasimet me suitën e Lumës, mendojme se formacioni në fjalë është akumuluar nga rrjeti hidrografik i atëherëshëm në kuotat e ulta të relievit ekzistues, ose brënda cektinës detare transgresivisht (Hoxhaj J., Meço S., Matoshi A. 1990). Në këtë mënyrë ky formacion përbën një element transgresiv që paleogeografikisht formohet në kushte bregdetare. Ky transgresion shënon dhe fillimin e ciklit Alpin.

Ky proces, është i lidhur me zhvillimin gjeotektonik dhe ka zanafillën e vet që nga Siluriani i poshtëm. Periudha kohore Silur-Devoniane e poshtëme konsiderohet si një periudhë që i korespondon një ambjenti detar, i cili pëson ngritje dhe ulje të shumta dhe të herëpashërshme, duke u ndodhur në një regjim mjaft të ndryshueshem.

Në këtë platformë të gjërë detare sipas thyerjeve dhe plasaritjeve të karakterit intrakontinental riftor mbi pikat e nxehta kanë ndodhur derdhje të vullkaniteve të karakterit bazik, bazik-alkalinore (Hoxhaj J. 1991.(2)). Formohet në këtë mënyrë një sekuencë karakteristike sedimentare-vullkanogjene, që mendohet se ka një përhapje me karakter krahinor. Ky ambjent mund të ketë pasur një karakter mjaft të ndryshëm, gjë që shpjegohet si nga ndryshueshmëria faciale ashtu edhe nga përhapja e pjesëshme e vullkaniteve. (Hoxhaj J., Haklaj I., etj. 1986). Me këtë ambjent është i lidhur edhe formimi edhe shpërndarja e formacionit xehror sulfur me element polimetalik të origjinës sedimentare metamorfike.

Periudha kohore Devoniane e sipërme-Permiane e poshtëme konsiderohet si një periudhë ku kemi të bëjmë me kushtet e formimit të formacionit plutonik subvullkanik. Të dhënat e deri tanishme na lejojnë të mendojmë, se ky vullkanizëm është rezultat i riaktivizimit të kores së vjetër kontinentale, sipas degëzimit të riftit të dështuar, që ka ndikuar në gjenerimin e magmës acide dhe mezo-acide, duke shfaqur dukuri të diferencimit, deri në shkëmbinj të bazik dhe baziko-mesatar. Karakteri i përhapjes hapsinore, të sotëme, të këtyre shkëmbinjve, lë përshtypjen e lokalizimit sipas një thyerje të madhe tektonike, e cila kufizonte dy blloqe të bazamentit kontinental.

Me këtë ambjent janë lidhur këto formacione xeherore: formacioni xehëror sulfur me element polimetalik hidrotermal i temperaturës së mesme të ulët, formacioni xehëror pirit sqfurmbajtës hidrotermal i temperaturës së ulët, formacioni xehëror hidrotermal kuarcor dhe formacioni xehëror i grafitit. Shkëmbinj të plutonik të këtij ambjenti paraqiten me një potencial të vogël mineralizues. Mineralizimet e më sipërme gjënden kryesisht në pjesët anësore të këtyre shkëmbinjve.

Periudha kohore Permiane e sipërme supozohet në kushtet e një deti të gjërë epikontinental, që u është nënshtruar levizjeve të ndryshme epirogenetike, mbi bazën e të cilave kanë ndodhur riaktivizimet e krahut të riftit të dështuar, i cili ka lejuar formimin e sekuencave vullkanogjeno-sedimentare. Në këtë periudhë mund të ketë patur një magmatizëm i riftëzimit kontinental. Me këtë vullkanizëm, sidomos me fazat e fillimit të tij, është lidhur mineralizimi sulfur dhe ai sulfur-polimetalik. Ky riftëzim i përket një periudhe riftore të vërtetë, pa arritur në proceset e oqeanizimit. Frakturimet brënda riftore gjatë kësaj periudhe, mendojme se kanë qënë mjaft të zhvilluara.

Ndër formacionet xeherore që lidhen me këtë periudhë përmëdim: formacioni xehëror sulfur me element polimetalik hidrotermal-metasomatik (Hoxhaj J. 1998), formacioni xehëror sulfur-polimetalik vullkanogjen (hidrotermal) sedimentar, formacioni xehëror kuar-

sulfur i mbivendosur, formacioni i modifikimeve polimorfike të kuarcit, formacioni i mermereve dhe gëlqerorëve të mermerizuar dhe formacioni i xehërorëve të manganit.

Periudha kohore Permo-Triasike i përket një transgresioni të fuqishëm që ka konkluduar me formimin e formacionit koglomerato-kuarcor.

Pas këtij transgresioni, që shënon dhe fillimin e ciklit alpin, rajoni Gash ka qëndruar mbi ujë dhe nuk ka pësuar ngjarje të tjera me rëndësi metallogjenike.

Struktura dhe ndertimi i brendëshëm.

Duke ju referuar stratigrafisë (Hoxhaj J., Kuliçi H. 2007), del e qartë se rajoni Gash i është nënshtruar tektogjenezës varislike, e cila dokumentohet me formacionin konglomerato-ranoro kuarcor të kërshit të Vujkut-qafës së Ali Çelës (fig. 3, 4) Ai i është nënshtruar edhe disa fazave të tektogjenezës Alpine të dokumentuara me tektonikat mbulesore. Në vehtëvehte rajoni Gash përfaqëson pjesën lindore të zonës strukturalo-faciale me të njëjtin emër, të pranuar tashmë si njësi më vehte nga shumica e autorëve.

Rajoni Gash në relacion me zonën e Alpeve, paraqet një mbihypje të madhe regjionale që nga fshati Çerem e deri në Ujezë (Mele V. etj. 1974) (fig.1-4). Sipas rrafshit të mbihypjes, kontaktojnë direkt me zonën e Alpeve, lloje të ndryshme formacionale të rajonit Gash. Këto sektorë mbihypës janë të shprehur qartë nëpërmes intervaleve të brekçezuar, shkatërruar, me rrudhosje dhe me karakter të dislokuar të depozitimeve. Mardhënje mbihypëse me karakteristikat e më sipërme vëmë re edhe në pjesën lindore mes formacioneve të zonës së Mirditës me formacionin vullkanogjeno-sedimentar të rajonit Gash (Kuliçi H. 1996) (fig. 4).

Përsa i përket tektonikës në brendësi të Rajonit, mund të veçojmë dy llojet e saj, si atë rrudhosëse dhe atë shkëputëse (fig. 3, 4). Në përgjithësi këto tektonika janë të maskuara dhe kërkojnë vrojtme të detajuara. Të bie në sy mardhënja tektonike e formacionit sedimentaro-vullkanogjen të Çeremit me formacionin vullkanogjeno-sedimentar të Rupë-Sylbicës (fig. 3). Këto

mardhënje, vërehen në sektorin qafa e Ali Çelës-Korita, në Javorr dhe në Pribujë. Në raste të veçanta mund të dyshohet për veprimtari të dobët kontakti. Përveç këtyre, sidomos brënda formacionit vullkanogjeno-sedimentar, takojmë tektonika shkëputëse mbulesore me shtrirje subgjërësore. Sipas këtyre shkëputjeve kemi edhe fragmente gëlqerore dhe vullkanite të ardhur nga thellësia.

Në përgjithësi i gjithë ky sistem tektonik, duke përfshirë edhe rrafshin regjional, jo vetëm që ka shtrirje subgjërësore por, ka edhe rënie të butë veriore dhe veriperëndimore në këndet 15-30°. (Hoxhaj J. etj. 1993). Këto rrafshje tektonike së bashku me tektonikën rrudhosëse kanë ndikuar dukshëm në pozicionin e sotëm të mineralizimit, sidomos për atë brënda formacionit vullkanogjeno-sedimentar.

Rajoni Gash paraqet një strukturë të ndërlikuar që kushtëzohet nga zhvillimi gjeotektonik i tij. Të katër formacionet përveç mardhënjeve mes tyre, krijojnë në vehtëvehte struktura të brëndëshme të komplikua. Orientimi i përgjithëshëm strukturor është jugëperëndim-verilindje, përjashtuar pjesën lindore ku orientimi është verior dhe veriperëndimore.

Përveç idesë së pranimit si njësi më vehte, ka autorë (Novak E. 1929, etj.) që rajonin Gash (Dobrocv N. L.1961: Gjata K., etj. 1970, 1972, 1982; Papa S., etj. 1983) e lidhin me zonën e Korabit ose të tjerë që e lidhin pjesërisht me zonën e Durmitorit e pjesërisht me zonën e Mirditës.

Potenciali mineralizues i masivit gabroplagiogranitik

Formacioni gabro-plagiogranitik vendoset së bashku me dy formacionet e tjerë, sipas orjentimit jugperëndimore-verilindore. Ky formacion, për pozicionin ekzistues, duhet të ketë ushtruar veprimtari dinamike e termike kundrejt formacionit sedimentar-vullkanogjen të Çeremit. Në kontakt me shistet, ranorët dhe gëlqerorët (në tavan dhe dysHEME), zhvillohen procese të ndryshimit të shkëmbinjeve anësor, si dhe ksenolite të pjesëshëm. Intrudimi nën presionin i shkëmbinjeve anësor ka sjellë që në periudhën e sapo ngurtësimit, faciet

anësore të formacionit të pësojnë gnejsizim të pjesëshëm.

Në kontaktin e tij veriperëndimor (fig. 3), që nga Vrellat e Bardha, Koshuticë, Morkofçë e deri në Gjarpër të Çeremit, kemi shkëmbinjë karbonat në trajtë fragmentesh dhe linzash të kuarcëzuara dhe dolomitizuara dhe më pak të feldshpatizuara. Mjaft tipike është seria damorore kuarc-kalcit-siderit. Duke ju larguar kontaktit me granodioritet, në gëlqerorët, zvogëlohet sasia e Si, Mg, Fe, Na, dhe K (Tashko A., Haklaj I. Etj. 1983, Tashko A. Haklaj I. 2000). Vetëm në raste të rralla brënda gëlqerorëve vëmë re mineralizim sulfur. Sipas këtij kontakti vëmë re edhe apofiza edhe ksenolite.

Interesante janë mardhënjet e këtij formacioni me shistet dhe gëlqerorët (pakoja e pare e formacionit sedimentar vullkanogjen të Çeremit) që nga kërshi i Zi e deri në kërshin e Kocaje. Gëlqerorët, sipas këtij kontakti janë të dolomitizuar, të kuarcëzuar dhe të mermerizuar, me seri damorore kuarc-kalcit-siderit shumë të zhvilluar. Ndërsa në përgjithësi ndryshimet e endokontaktit janë të dobëta, në këtë sektor janë më tipike dhe përfaqësohen me një facie 3-5 m të trashë. Kjo deri diku është e qëndrueshme dhe kimikisht reflekton një granodiorit me parametra të një toleiti të mbingpur. Nga të dhënat kimike të bien në sy vlerat e larta të CaO 9-12%, MgO 3-5%, dhe vlerat e ulta të Na_2O+K_2O , në krahasim me granodioritet e mirëfillta. Sipas këtij kontakti (liqeni i Dashit), vëmë re linza me trashësi deri në pesë metra shkëmbinjësh me ndërtim brezorë, të cilët krijohen nga alternimi i brezave me epidot dhe manjetit. Në këta shkëmbinjë zbulohen njolla të vogla të granatit me ngjyre vishnje të hapur dhe me nuanca të verdha. Në përbërje të këtyre shkëmbinjve merr pjesë piriti e kalkopiriti (Hoxha S. 1983). Siç duket paragjeneza e tyre ka qënë granat-biotit-magnetit, tashmë transformuar në lloje kuarc-epidot-klorit me sulfure. Këto ndryshime të kontaktit kondicionohen nga faktor fiziko-kimik të cilët përcaktojnë gjëndjen e magmës në pjesë të ndryshme të kamerës magmatike. Aktiviteti jo i barabartë dhe karakteri i ndryshëm i metamorfizmit të kontaktit brënda intruzionit përcaktohet nga raportet e ndryshme të presioneve në magmë, nga

ndryshimi i veprimtarisë së Na_2O dhe K_2O , aktiviteti i të cilave sjellë ndryshim rrënjësor në raportet paragjenetike pra, rrjedhimisht edhe ndryshime në proceset e kontaktit. Proceset që përshkruam më sipër, në vartësi të karakterit të bashkëveprimit të magmës me anesorët janë të dy tipeve të zëvendësimit magmatik (Gjata K., etj. 1970), procesi i difuzionit dhe të infiltracionit.

Proçesi i difuzionit është pak i zhvilluar dhe konsiston kryesisht në atë që magma ka përvehtësuar nga shkëmbinjët e ndryshëm sedimentare (shkëmb argjilo-qymyrorë, gëlqerorë etj.) lëndën organike, të cilën e ka depozituar brënda saj në formën e grafitit. Proçesi i infiltrimit shoqërohet me veprimtarin e solucioneve të dala nga shkëmbinjët magmatik që synojnë drejtë shkëmbinjve anësore (shfaqet e mineralizuara vrellat e Bardha dhe Koshuticë). Ky proces në rajonin Gash ka patur intensivitet të dobët dhe për pasojë kemi vetëm formimin e gurbrinorëve e disa shfaqje të mineralizuara sulfure. Pasojë e këtyre infiltrimeve janë edhe shfaqet e mineralizuara të kuarcit që janë takuar në sektorin e Dobërdolit dhe të Koshuticës (Papa S., Hoxhaj J., Bali P., Matoshi A. 1984). Është veçori e këtij mineralizimi, si trajta damorore ashtu edhe pozicioni afër kontaktit, si në granodioritet ashtu edhe në shistet. Pra, nga sa shihet rryma e infiltracionit nuk ka ndalur në gëlqerorët, por ka depërtuar edhe midis shisteve. Shkëmbinjët e ndryshuar në bazë të dhënave petrografike dhe analizave kimike, shquhen gjithashtu për karakterin e tyre karbonato-magnezial kuarcore, duke qënë në bashkëshoqërim të përherëshëm me shfaqje të dobëta të mineralizimeve sulfure polimetalore.

Nga sa parashtruam, është e qartë se potenciali mineralizues i formacionit gabro-pllagjiogranitik është i një shkalle të ulët. Këtë gjë e dëshmon edhe mineralmbajtjet e disa shlihave artificiale (Haklaj I. 1983). Masivët mineralmbajtës karakterizohen nga përmbajtja e mineraleve aksesorë në 3-30 herë më shumë nga përmbajtja e tyre mesatare.

Veçori petrokimike e petrografike të shkëmbinjve magmatikë.

Shkëmbinjtë magmatik u përkasin tre formacioneve në rajonin Gash. Ato janë të facies plutogjene deri plutogjene metamorfike, dajkore plutogjene, dajkore subvullkanike hipoabisale, vullkanogjene, efuzive, efuzive jastëkore dhe ekstruzive piroklastike. Me këta shkëmbinjtë plutonik dhe vullkanik lidhen ngushtë edhe shkëmbinjtë metamorfik, ndërmjet të cilëve dallohen faciet amfibol granulitet, rreshtet e gjelbërta, si dhe metasomatitet hidrotermale (fig. 3). Nga literatura kemi marrë shëmbuj lloje faciale dhe lloje shkëmbore të ndryshme, me të cilat kemi bërë edhe krahasimet (tab.1-10). Grupet molekulare (SiO_2 , TiO_2 , FeO , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, FeO/MgO dhe mikroelementet Zr, Ti e raporti mes tyre të përdorura nga ana jonë, japin tipare jo vetëm të karakterit petrokimik, por edhe vlerësime në lidhje me kushtet paleogeografike të vendosjes së magmës, të thellësisë së ngritjes së saj, të shpejtësisë dhe të sasisë së përhapjes etj. Këto grupe janë trajtuar në diagrama, dhe analizuar edhe si tregues petrokimik, duke shprehur shkallën e evolucionit të magmës, ashtu edhe natyrën parësore të saj. Për përcaktimin e përbërjes mineralogjike të shkëmbit dhe emërtimin e tij, është përdorur përpunimin petrokimik në bazë të përbërjes normative (CIPV). Për vullkanitet është përdorur programin "lavakllaz" nga i cili janë marrë emërtimet direkte të llojeve shkëmbore. Shkëmbinjtë plutonik përbëjnë formacionin gabro-pllagjiogranitik të Trokuzit me një sipërfaqe 25.5 km^2 , ndër të cilët gabrot zënë vetëm rreth 1 km^2 . Për herë të parë fiksohet uniteti shkëmbor midis gabrove dhe granodiorit-pllagjiograniteve. Sipas kësaj prerje e më gjërë (fig. 3), vërejmë vijueshmëri, dhe diferencim nga poshtë lartë të këtyre llojeve shkëmbore: gabro, diorite, granodiorite, pllajjiogranite dhe granite. Gabrot zënë pjesën e poshtëme të formacionit në fjalë, duke patur mardhënje graduale me llojet mezo-acide (tab.1). Në drejtim të kontaktit me shistet takojmë edhe lloje gabro-diabaze, kurse në drejtim tjetër lloje gabro-diorite. Jo rrallë takohen edhe llojet e amfibolizuara, kuarcëzuara dhe

albitizuara. Kanë ndërtim mezokokrrizor, më rrallë mikro e makrokorrizor, teksturë masive brezore, rrallë kumulative. Në disa raste vëmë re teksturën gnejsore të orientuar (në lloje kuarcore). Struktura e shkëmbit është hipidiomorfe kokrrizore, pojkilite (gabrot e amfibolizuara), pojkilite-ofite (gabro-diabazet), e në disa raste edhe pegmatite (gabro). Përbërja minerale është relativisht e thjeshtë dhe karakterizohet nga prania e pllajjiokllazit bazik dhe e piroksenit (cpx) në gabro, e amfibolit në llojet e amfibolizuara dhe e kuarcit në llojet e kuarcëzuara. Pllajjiokllazi bazik, me përjashtim të gabrove, është i albitizuar dhe i sousoritizuar. Nga reliktet që vërejmë, duket me kriostale prizmatik e plakor e më rrallë në formë ndërfutjesh pojkilitike në kokrrizat ksenomorfe të kuarcit, ose të amfibolit në gabrot e amfibolizuara. Nga matjet që kemi bërë, rezulton pllajjiokllazi i përbërjes anortike me $\text{Ng}=1.586$, $\text{Nm}=1.588$, $\text{Np}=1.579$. Në gabrot e amfibolizuara dhe të kuarcëzuara, pllajjiokllazi paraqitet pothuajse krejtësisht i sousoritizuar. Në sasi 15-20 % takohet pirokseni monoklin i pa ngjyrë me shuarje simetrike $2V=+50^\circ$, sipas piroksenit monoklin zhvillohet amfiboli i gjelbërt i cili pleokreon nga e gjelbërta në kafe të hapët. Sipas amfibolit zhvillohet kloriti. Kuarci paraqitet në masa mikrokorrizore ose në formë ksenoblastike pjesërisht të katakllazuara. Xeheroni shfaqet në forma të shtrëngullta me përmasa deri në 0.5-1 mm. Përfaqësohet nga titanomanjetiti shpesh i konturuar nga unaza leukokseni. Gabrot e albitizuara dhe amfibolizuara përbëhen nga rreth 50% pllajjiokllaz, 40% amfibol, 1-3% xehërorë, pjesa tjetër produkte sekundare. Pllajjiokllazi përfaqësohet nga albiti me kristale prizmatik dhe tableto, rrallë herë i sericitizuar. Sipas disa matjeve kemi $\text{Ng} 1.528$, $\text{Nm} 1.531$. amfiboli shfaqet në kristale të mëdhenj, disa herë të çrregullt, pleokroik, sipas Ng kafe, Np-gjelbert deri në të verdhë. Këndi i shuarjes $15-20^\circ$ dhe tregues thyrje $\text{Ng} 1.670$, $\text{Nm} 1,660$. Në këto lloje nga një herë takohet pirokseni monoklin deri në 20%, me karakteristika si llojet e më sipërme. Në disa raste pllajjiokllazi bazik, përveç albitizimit, zëvendësohet edhe nga kuarci.

Në gabro-dioritet (tabela 1) dhe dioritet përveç amfibolitit me karakter të qartë sekondar takohen edhe kristale idiomorfe mjaft të rregullta të amfibolitit që me sa duket ka karakter primar. Kuarci arrinë deri në 15%. Janë facie kalimtare që vihen re vetëm në mikroskop, megjithëatë, në disa raste të veçanta, dallohen edhe me sy në terren. Edhe në këto lloj, plagjioklazi përfaqësohet kryesisht nga albiti dytësor. Vetëm në raste të veçanta mund të vërehen lloje mesatare të tij. Këto shkëmbinjë kanë karakteristikë epidotizimin, karbonatizimin, vënde-vënde sericitizimin që më sa duket zhvillohet sipas pllajgiokllazit. Si aksesore të këtyre shkëmbinjve, përveç titanomanjetitit, janë takuar edhe piriti, apatiti e më rrallë zirkoni. Kimizmi i këtyre shkëmbinjve shpreh qartë përbërjen minerale të tyre dhe dallimet petrokimike me gabrot e kompleksit ofiolitik (tab.3). Ashtu si kundër duket gabrot e rajonit Gash kanë FeO^{Tot} , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, kromicitetin, alkalinitetin, femiket, TiO_2 , Na_2O e K_2O me të lartë se gabrot e ofioliteve të Albanideve, kurse magnezialitetin $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, alumicitetin, M/F, M/S dhe indeksin e Kunajit më të ulët. Po të flasim për ngjashmëri mund të themi se gabrot e Rajonit Gash afrojnë më shumë me ato të brezit perëndimore të ofioliteve. Në përgjithësi për këto shkëmbinjë mund të themi se kanë natyrë subalkalinore me pak prirje alkalinore. Shkëmbinjët plutonik të përbërjes mezo-acide zënë kreun e prerjes se formacionit dhe përfaqësohen nga granodiorite më pak nga pllajgiogranite e akoma më pak nga granite. Në vetvehte këto lloje paraqesin kalime të fshehta graduale. Në drejtimin verilindorë të shtrirjes së tyre ato takohen më të freskëta. Në përgjithësi predominojnë pamjet e tyre rreshpore gnejsose me ngjyre gri, përjashtojnë sektorin kërshi i Kocaje-Dobërdol, ku ruhet karakteri i theksuar porfir. Porfirit përfaqësohen nga pllajgiokllazi dhe kuarci më rrallë nga felshpati i kaliumit (në granodiorite e granite). Një nga fenomenet me karakteristike për këto shkëmbinjë, është sahkalla e madhe. e ndryshueshmërisë se tyre. Krahas grafitizimit, që është shumë i theksuar, kemi gnejsizim protokllastik. Ky fenomen duket i zhvilluar më shumë në sektorët jugëperëndimor dhe anësorë të

këtij formacioni. Drejt pjesëve qëndrore kemi të bëjmë edhe me lloje të pa gnejsëzuara. Shkëmbinjët e gnejsëzuar, të cilët janë formuar njëkohësisht me ngurtësimin e shkëmbit mezo-acid, nën presionin e shkëmbinjve anësorë, në shumë raste ndërpriten kryq drejtimit të gnejsëzimit nga seria damarore kuarc-kalcit-siderit. Kjo seri damarore mjaft e zhvilluar nuk paraqet gjurmë të deformimit tektonik. Në disa raste kjo seri inkludon copra këndore të granodioriteve të gnejsëzuara. Sipas këtyre të dhënave duket se fenomeni i gnejsëzimit periferik është shfaqur para ngurtësimit përfundimtar të shkëmbit. Ashtu siç është cilësuar edhe më parë (GjataK.,etj.,1970,1972), kjo seri damarore është injektuar nga qëndra në periferi, në fazën pneumatolite-hidrotermale dhe hidrotermale. Në këtë mënyrë si dhe për shumë masiv të tjerë acid, në vendin tonë, përveç çarjeve primare, në fazën e ngurtësimit është shkaktuar gnejsezimi protokllastik i shkëmbinjve anësore. Llojet e gnejsezuara pësojnë edhe ndryshime më të theksura hidrotermale në krahasim me shkëmbinjët me në thellesi. Krijimi i gnejseve anësore në kohën e formimit realizohet jo vetëm nën influencën e forcave të jashtëme, por kryesisht nga forca të brendshme të intruzionit. Si rrjedhim këto gnejse janë primare ose protokllastike. Përveç gnejseve protokllastike takohen edhe gnejse katakllastike e millonite për efekt të dinamometamorfizmit. Në këtë rast shkëmbinjët kanë pamjen e rreshpeve kristaline. Në kushtet e dinamometamorfizmit, seria damarore është orientuar paralel rreshpëzimit në formë nyjesh, syzash, grumbullimesh granoblastike të kuarcit.

Sektorin më karakteristik i përhapjes së damarëve kuarc-kalcit-siderit është që nga Çeremi-Markofça e deri në Dobërdol. Trashësia e këtyre damarve leviz nga disa cm. deri në 4-5 m. Kabonati është përfaqësuar nga sideriti.

Granodioritet predominojnë në shkëmbinjët plutonik mezo-acid. Janë me strukturë hipidiomorfokokrrizore deri edhe bllastkatakllastike në llojet e katakllazuara. Përbërja minerale e tyre është pllajgiokllaz, feldshpat kaliumi, biotit, klorit, kuarc dhe

aksesorë. Pllagjiokllazi është i tipit oligokllaz-albit dhe paraqitet në formë kristalesh tabletoze që dallohen nga idiomorfizëm me i mirë nga i felshpatit të kaliumit dhe kuarcit. Në shumicën e rasteve ai zëvendësohet me një agregat mikroluspore të sericitit. Rrallë takohen kristale të freskët me ndërtim të binjakëzuar. Feldshpati i kaliumit është i llojit ortokllaz. Kuarci paraqitet mikrokokrrizore në trajtë grumbullimesh që vënde-vënde korodon minerale të tjerë. Është takuar aksessori i përfaqësuar nga zirkoni, apatiti, sfeni, magnetiti, rutili dhe granate.

Pllagjiogranitet kanë përhapje të kufizuar dhe dallohen me granodioritet nga sasia më e pakët e mineraleve me ngjyrë dhe e feldshpatit. Si pozicion stratigrafik takohen në pjesët më periferike së bashku me granitet. Përbërja minerale e tyre është kuarci, pllajgiokllazi, shumë pak feldshpat e minerale me ngjyrë (tab.9)

Granitet kanë përhapje të kufizuar, dallohen me llojet e tjera nga sasitë afërsisht të barabarta të kuarcit-pllagjiokllazit e feldshpatit.

Shkëmbinjtë intruziv mezo-acid, në pikpamje petrokimike, paraqiten me madhësi më të larta të molekulës së albitit në krahasim me ato të përbërjes mesatare. Krahasuar me pllajgiogranitet e ofioliteve si dhe me masivët e tjerë kemi dallime (tab.1,2). Së pari, në pllajgiogranitet e ofioliteve ka përmbajtje më të lartë të kaliumit (K_2O 3.41) e së dyti, nga shkalla e ulët e aciditetit. Në përgjithësi ky magmatizëm çfaq tendenca të lehta Ca-alkalinore me sensë subalkalinore. Për shkëmbinjtë vullkanik veçoritë dhe petrokiminë e tyre është folur dhe më parë (Hoxhaj J., Kuliçi H., 1995), po japim rezultatet e karakterizimeve të tyre në trajtë tabelare. Përbëjnë pjesë të formacionit sedimentaro-vullkanogjen të Çeremit dhe formacionit vullkanogjeno-sedimentarë të Rupë-Sylbicës, duke zënë rrespektivisht sipërfaqet 0.2 km² dhe 58 km². Nga gjithë llojet e tyre sipërfaqen më të madhe e zenë bazaltet me llojet e tyre subvullkanike (51 km²) e më pak pikritet, pikrito-bazaltet (1.5 km²) dhe andezito-dacidet (5.5 km²).

Vullkanitet e rajonit Gash, vazhdimisht janë trajtuar veçantë për dy formacionet, duke përfshirë gjithë llojet faciale të tyre (efuzive, efuzive jastëkore, ekstruzive

piroklastike, subvullkanike-hipoabisale-damarore). Theksojmë se facia vullkanike është përfshirë e gjitha tek llojet shkëmbore pikrito-bazaltike deri andezite dhe riolite (tab. 3-10).

Rrjedhime.

Rajoni Gash përfaqëson një mjedis të veçantë në kuadrin e Albanideve, që ngjason me Dinaridet, si pjesa me jugore e tyre. Veçoritë e këtij Rajoni janë në tërësi si mjedis, me pejsazh, truall dhe resurse natyrore.

Në pikpamje litostratigrafike brënda rajonit diferencojmë katër formacione: farmacioni sedimentaro-vullkanogjen i Çeremit S_1-D_1 , formacioni gabro-pllajgiogranitik i Trokuzit D_2-P_1 , formacioni vullkanogjeno-sedimentarë Rupë-Sylbicë P_2 dhe formacioni konglomerato-ranorë kuarcorë kërshi i Vujkut-qafa e Ali Çelës T_1 . Shkëmbinjtë magmatik u përkasin tre facieve dhe janë të facies plutogjene deri plutogjene metamorfike, dajkore plutogjene, dajkore subvullkanike hipoabisale, facie vullkanogjene dhe facie efuzive.

Shkëmbinjtë plutonik në pikpamje petrokimike janë subalkalinore me prirje të lehta alkalinore. Shkëmbinjtë vullkanik kanë karakter ndërmjetës midis toleiteve dhe alkalinorëve. Anësimi alkalinorë shprehet me praninë e leikobazalteve, havaitobazalteve, mugeritobazalteve e tjerë. Vullkanitet e formacionit të Çeremit kanë ngjashmëri me vullkanitet e zonës së Korabit dhe veçori të pjesëshme me vullkanitet e formacionit të Rupë-Sylbicës. Në përgjithësi janë me natyrë subalkalinore. Formacioni gabro-pllajgiogranitik (D_2-P_1) supozohet të jetë formuar si rezultat i aktivizimit të kores së vjetër kontinentale nga thyerje të thella, të cilat kanë ndikuar në gjenerimin e magmave acide dhe mesataro-acide të karakterit normal. Ky formacion shfaq dukuri të diferencimit deri në shkëmbinj bazik dhe baziko-mesatare. Në pikpamje gjeokimike shpërndarja e elementeve gjurmë në gabro-granodioritet e masivit të Trokuzit tregon qartë për origjinën e tyre si formime të kores së tokës dhe jo mantelore me një afinitet me ato që formohen brënda pllakave kontinentale.

Formacioni vullkanogjeno-sedimentare (P₂) është formuar në një det të karakterit neritiko-shpat kontinental. Në një det të gjërë epikontinental kemi patur lëvizje të ndryshme epirogenetike, mbi bazën e të cilave kanë ndodhur frakturime intrakontinentale që kanë lejuar formimin e sekuencave vullkanogjeno-sedimentare. Vullkanizmi i këtij riftëzimi kontinental shprehet me formimin e rioliteve, andezit-dacideve dhe dacideve. Në vijim ky magmatizëm merr tiparet e një vullkanizmi bazik. Finalizimin e tij ky vullkanizëm e arrin në shfaqjet e pikrito-bazalteve dhe të pikriteve që mbyllin ciklin vullkanik.

Formacioni konglomerato-ranoro kuarcor, nga natyra e tij dhe përbërja, mendohet i formuar nga rrjeti hidrografik i atëherëshëm në kuotat e ulta të relievit ekzistues ose brënda cektinës detare në trajtë transgresive.

Në pikpamjetë rajonizimit gjeologo-tektonik ngelen mjaft të nevojshme vrojtme në zonën e Korabit, në Vermosh dhe në rajonet e Plavës dhe të Gucisë, për të bërë analogjitë dhe korrelimet e nevojshme. Në këtë drejtim mjaft me pikëpyetje ngelet kufiri mes zonës së Mirditës me zonën e Gashit në pjesën lindore të rajonit (Sylbice-Ujezë). Sidoqoftë të dhënat nga rievimi gjeologo-komplekse në shkallë 1:10000, në rajonin Gegaj-Kërrnajë-Fierzë, dhe vrojtmet e viteve të fundit flasin qartë për vërtetësi të hedhjes së kufive jugëllindor e lindor në hartat e përpilura më parë, pra zona e Mirditës mbihyp depozitimet në rajonin Gash.

Me të dhënat që disponojmë, Rajoni paraqet një ndërlikim të fshehtë strukturor. Në këtë pikëpamje problem ngelet ndërtimi i brëndëshëm i formacionit plutonik.

Abstract

This paper is a completion of the dates for the Gashi region précising more the geolo-tectonic construction, stratigraphy, the mineralizing potential, petrography and petrochemistry of the magmatic rocks.

Based on analyze of the dates, are given important conclusions about some aspects of this region which argue the fact that the Gash region is a special unit in Albanide framework.

Some of the most important conclusions mentioned in this paper may be lined as below:

- From the lithostratigraphic point of view are differentiated four formations: Çeremi sedimentary-volcanic formation (P₂), Rupa-Sylbice sedimentary-volcanic formation (P₂), Trokuzi gabbros-plageogranit formation (D₂-P₁) and conglomerate-sandy-quartz formation of the Kersh i Vujkut-Qafa e Ali Çeles.
- The magmatic rocks belong to three fancies: the plutonic, volcanic and effusive ones.
- From the petrochemical point of view, the plutonic rocks, sub alkaline with light alkaline tendency.
- The volcanic rocks have intermediate characteristics between toleits and alkaline.
- The gabbros-plageogranitic formation supposes to be formed as a result of the activation of the old continental crust from the deep fractures.
- The volcano sedimentary (P₂) is formed in a shallow sea to continental slope.
- The conglomerate-sandy-quartz is supposed to be formed from a hydrographic net in low quotas of the relief transgressively.
- From the geologo-tectonic regionalization is necessary to be observed the Korabi zone, Vermoshi zone in Plava and Gucia region, to see the analogy of these zones with Gashi one. Also is essential the observation of the boundary between Gashi and Mirdita zones on the eastern part of the Sulbica-Ujeze region.

REFERENCAT

- DOBROCOV N.L. (1961).** Geologiceskoje Strojenje i Poleznie Iskopanie Svero-Albankih, Alp i Cukal. *Nd. Gjeol. Tropoje*
- GJATA K. ETJ (1970).** Raport Gjeologjik "Ndërtimi gjeologjik dhe mineralet e dobishëm të pjesës veriore të krahinës së Gashit. Ndërmarrja Gjeologjike Tropojë. *ISPGJ Tiranë.*
- GJATA K., ETJ. (1970).** Të dhëna të reja mbi gjeologjinë e pjesës më verilindore të Shqipërisë. *Buletini Universiteti Shtetëror i Tiranës. Shkenca Natyrore nr.2.*
- GJATA K. ETJ (1972).** Raport mbi punimet e revizionimit dhe vlerësimit në sektorët e mineralizuar të krahinës së Gashit për vitet 1970-1971. *Nd. Gjeol. Tropojë. ISPGJ Tiranë.*
- HOXHAI J., (1983).** Studim "Mineralogjia e vëndburimit Rupa" Ndermarrja Gjeologjike Tropojë.
- HOXHAI J., HAKLAJ I., LIKA O., KOSPIRIA. (1986).** Mbi punimet e kërkim-rilevimit shkalla 1:10000, në Krahinën e Gashit. Punimet që do të kryhen sipas viteve, në mënyrë të veçantë për vitin 1986. *Raport. Nd. Gjeol. Tropojë. Nd. Gjeof. Tiranë.*
- HOXHAI J., MEÇO S., MATOSHI A. (1990).** Vëndosja transgresive e formacionit konglomeratorano kuarcore mbi formacionin terigjeno-rreshpore dhe mbi formacionin vullkanogjeno-sedimentare në rajonin e Gashit. *Bul. Shk. Gjeol. nr. 4/1990, Instituti Studimeve dhe Projektmeve Gjeologjike Tiranë.*
- HOXHAI J. (1991/1).** Mbi stratigrafine e rajonit të Gashit. Ndërmarrja Gjeologjike Tropojë.
- HOXHAI J. (1991/2).** Të dhëna petrologjike e metallogjenike për vullkanitet e rajonit të Gashit. *Mikrotezë specializimi për petrograf rievues. Nd. Gjeol. Tropojë. Fakulteti Gjeologji-Miniera Tiranë.*
- HOXHAI J. (1991/3).** Gjeologjia dhe tiparet metallogjenike të Rajonit të Gashit. Ndermarrja Gjeologjike Tropojë. *Disertacion. Fakulteti Gjeologji Miniera Tiranë.*
- HOXHAI J., MEÇO S., HAKLAJ I., LIKA O., KOSPIRIA., MATOSHIA. (1993).** Rezultatet e punimeve të rilevim-përgjithsimt kompleks gjeologo-gjeokimiko-gjeofizik në shkallen 1:10000 në rajonin e Gashit. *Nd. Gjeol. Tropojë. Nd. Gjeof. Tiranë.*
- HOXHAI J., KULIÇI H. (1995).** Vullkanizmi i Zonës së Gashit dhe ndryshimet e tij me vullkanizmat e tjere në Albanide, 10 faqe (65-74), ne shqip, abstrakti ne anglisht. *Bul. Shk. Gjeol. nr. 1/1995*
- HOXHAI J. (1996).** Diskutim plotesues "Mbi prerjen tëresore stratigrafike të rajonit të Gashit", 4 faqe (15-18), në shqip, abstrakti në anglisht. *Bul. Shk. Gjeol. nr.1-2/1996*
- HOXHAI J. (1997).** Analiza formacionale per mineralizimin xeherore sulfur në rajonin e Gashit. *10f (77-87), Bul. Shk. Gjeol. nr.1/1997*
- HOXHAI J. (1998).** The sulphur and polymetallic-sulphur mineralisation in the Gashy region. *8 f. Bul. Shk. Gjeol. nr. 2/1998.*
- HOXHAI J., KULIÇI H. (2007).** Potenciali gjeologo-metallogjenik rajoni Gash. Mongrafi. Shërbimi Gjeologjik Shqiptar, Tiranë. (dorëshkrim).
- KULIÇI H. (1996).** Veçoritë gjeologjike dhe mineralmbajta e rajonit Begaj-Padesh-Ujeze. *(Disertacion)*
- MEÇO S., HOXHAI J. (1991).** Analise of a synthetic geological section of Gashi region (Albanide). In coll. *Geologie de i Albanie, séance spec. soc. geol. France, Paris 12-13 avril, Rec.res., p. 67.*
- MELO V. ETJ. (1974).** Probleme të gjeologjisë së pjesës verilindore të Shqipërisë. *Permbledhje Studimesh nr. 2/1974.*
- NOVAK F. (1929).** Veshtrim Gjeologjik mbi Shqipërine. *Perkthim nga Luan Peza. Fakulteti Gjeologji-Miniera, Tirane.*
- PAPA S., HOXHAI J., BALI P., MATOSHI A. (1984).** Mbi rezultatet e punimeve të kryera në krahinën e Gashit, për kërkim-zbulimin e mineralizimit sulfur polimetalik me gjëndje punimesh 1 Janar 1983. *Nd. Gjeol. Tropojë.*
- TASHKO A., HAKLAJ I., ETJ. (1983).** Raport mbi punimet gjeokimike në zonën e Gashit (Rilevim hidrogeokimik dhe llumometrik në shkallen 1:10000 në rajonin e Gashit). *Nd. Gjeol. Tropojë. Fakulteti Gjeologji Miniera. Tiranë.*
- TASHKO A., HAKLAJ I. (2002).** Geochemical features of Gashi Zone, Palaeozoic magmatism. *The Albania Journal of Natural & Technical Sciences. Nr. 12, faqe 93-102. Fakulteti Gjeologji Miniera Tiranë.*
- XHOMO A. ETJ. (1986).** Stratigrafia e depozitimeve Poleozoike të Albanideve dhe premiset e mineralizimeve që lidhen me këto depozitime. *Nd. Gjeol. Tropojë. ISPGJ. Tiranë.*

TË DHËNA TË REJA MBI NDËRTIMIN LITOLOGO-FACIAL DHE BIOSTRATIGRAFINË E ULTËSIRËS SË BURRELIT

Agimi Shenjatari*

Përmbledhje

Ultësira e Burrelit bën pjese ne sistemin e gropave ndërmallore te zonës Mirdita, ku marrin zhvillim te konsiderueshëm sedimentet terrigjene si: argjilat, argjilitet, alevrolitet, ranorët, gravelitet, mikrokonglomeratët e konglomeratët etj. facie këto te tipit lagunoro-liqenor mjaft te përhapura me ne jug ne ultesiren e Korçës dhe te Librazhdit.

Bazuar ne te dhëna te karakterit litologo-facial, përbërjes se litofacieve, ngjyrës, pranisë fizike te horizonteve makrofaunistik qe korrelohen qarte ne terren i gjithë kompleksi molasik i ultësirës se Burrelit ndahet ne dy sekuenca. Sekuenca e poshtme (tortoni i poshtëm) dhe sekuenca e sipërme (tortoni i sipërm). Ne ultesiren e Burrelit takohet një sasi e konsiderueshme makrofosilesh, ku nga përcaktimi i tyre kemi këto bashkëshoqërime, dy gjini bivalvorësh (Isocardia, Psilunio) dhe tre gjini gastropodësh (Melanopsis, Bythinella, Mellania).

Te dhënat e vrojtimeve fushore, te dhënat petrografike, te dhënat makrofaunistike, interpretimet dhe korelimet litologo-stratigrafike, gjeometria e mjedisit, energjia e rrymave ujore, teksturat, strukturat, ngjyra e depozitimeve etj. ne kompleks këta elemente flasin për ndërthurje te mjedisit liqenor dhe mjedisit kolvional te sedimentimit.

Hyrje

Ne kuadër te rilevimit ne shkalle 1 : 25 000 i ultësirës se Burrelit u kryen një numër i konsiderueshëm prerjesh gjeologjike kryq shtrishmërisë, me orientimin lindje-perëndim, si dhe disa prerje stratigrafike.

Gjatë punimeve rievuese u takuan horizonte karakteristike me përmbajtje te madhe te makrofaunës. Ne ultësirën e Burrelit pas mesit te viteve '50 e ne vazhdim ne kuadër te hartografimëve ne shkalle 1 : 200 000 dhe 1 : 100 000 janë kryer punime fragmentare te cilët kane pasqyruar ne nivelin e shkalles se kryerjes te dhëna te karakterit moshorë, strukturor e morfologjik te rajonit.

Rajoni i studiuar bën pjese ne sistemin e ultësirave ndërmallore te zonës Mirdita, ku marrin zhvillim te konsiderueshëm sedimentet terrigjene si : ranorët, argjilitet, argjilat, alevrolitet, mikrokonglomeratët e konglomeratët etj. facie këto te tipit lagunoro-liqenor mjaft te përhapura ne ultesiren e Korçës me ne jug, ultësirën e Librazhdit, ultësirën e Burrelit e me tej.

Bazuar ne te dhëna te karakterit litologo-facial, përbërjes se litofacieve, ngjyrës, pranisë fizike te horizonteve makrofaunistik qe korrelohen qarte ne terren. I gjithë kompleksi molasik i ultësirës se Burrelit ndahet ne dy sekuenca.

Ne vartësi te pozicionit hapësinore te vendosjes hipsometrike te këtyre sekuencave ato quhen: sekuenca e poshtme dhe sekuenca e sipërme.

Ne baze te te dhënave makrofaunistike, sekuencën e poshtme e kemi trajtuar si te tortonit te poshtëm, ndërsa sekuencën e sipërme te tortonit te sipërm. Si fakt baze për këtë ndarje shërben prania ne kufirin ndarës midis dy sekuencave e një horizonti makrofaune i cili është karakteristik për gjithë sekuencën e poshtme. Menjëherë, mbi horizontin makrofaunistik i cili përfaqëson tavanin e tortonit te poshtëm merr zhvillim formacioni gravelitik me ngjyre kafe te hapur qe përfaqëson tabanin e tortonit te sipërm.

Bazuar ne te dhënat makrofaunistike e

* Shërbimi Gjeologjik Shqiptar



Foto nr.1 Kontakti i lëpire dhe i prere. Pjesa jugore e ultësirës.



Foto 2. Formacioni poplor ultrabazik-bazik

strukturore te grumbulluara ne terren, te poshtëm ne dallojmë tre formacione baze :
 dhënat e marra nga studimi mikroskopik i shlifeve te facieve te ndryshme shkëmbore qe ndërtojnë rajonin, po japim në trajte të përmbledhur, përshkrimin e detajuar formacional të dy nënndarjeve të tortonit.

- 1.1-Formacioni konglobrekçioz
- 1.2-Formacioni argjilor.
- 1.3-Formacioni ranorik-alevrolitoro-konglomeratik.

1. T ortoniani i Poshtëm

Ka një përhapje relativisht te gjere, si ne kohe ashtu dhe ne hapësire, me ndryshime te theksuara te karakterit litologjik. Ne përbërjen litologo-faciale te tortonit te

1.1 Formacioni konglobrekçioz ($N_1 t_1^1$)

Vendoset transgresivisht mbi formacionet me te vjetra, me një heterogjenitet te theksuar përsa i përket trashësisë. Ne pjesën

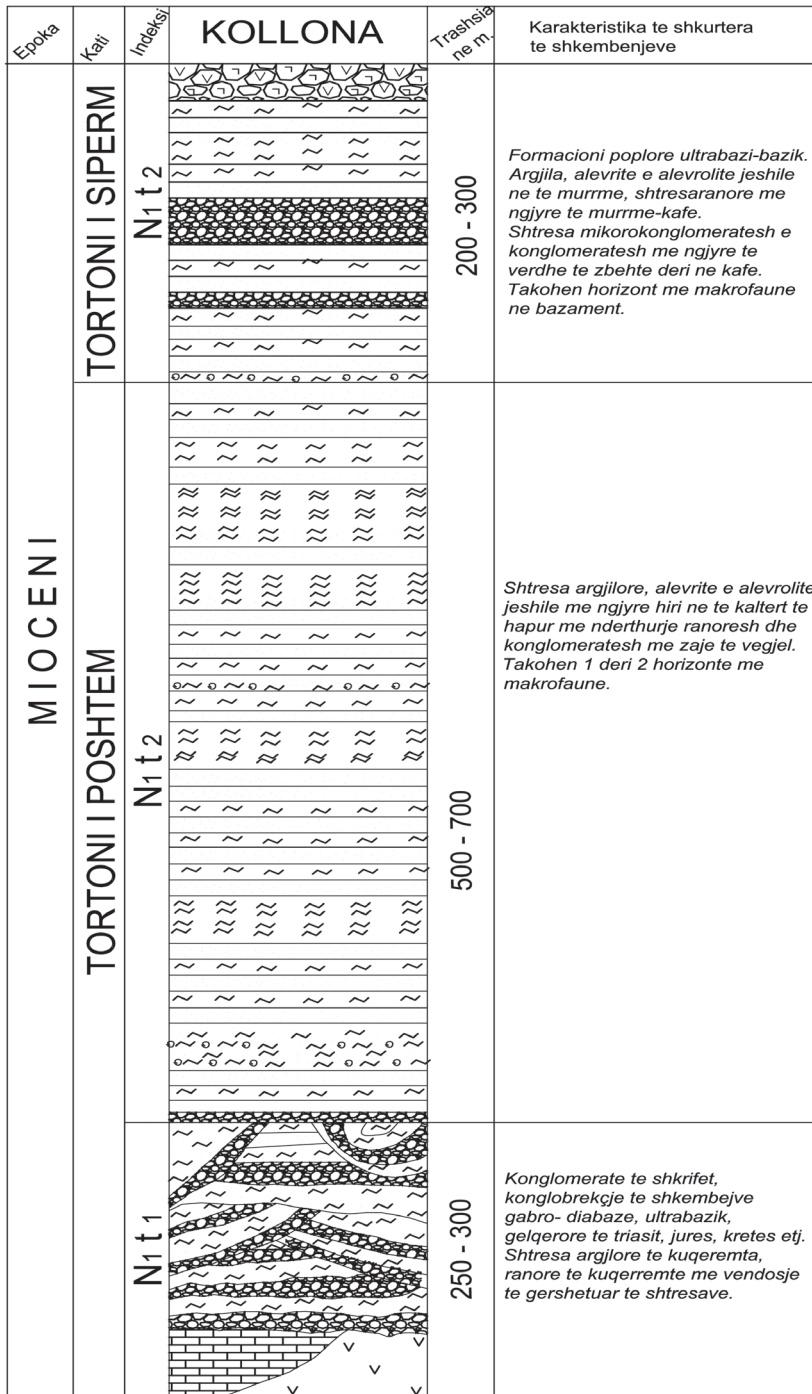


Figura 1. Kolona litologo-stratigrafike e Ultesires se Burelit

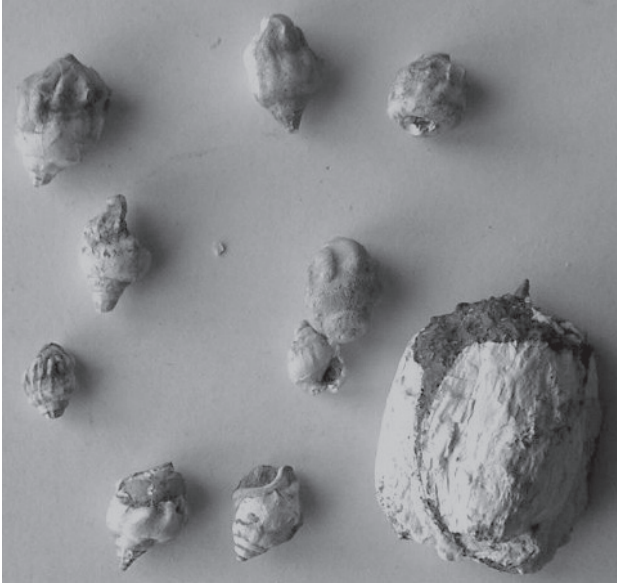


Foto 3. Psilunio trapesoidalis; Paschko, 1 ekz. Melanopsis bouei LORENTHEY. 8 ekz.



Foto 4. Melanopsis bouei rarispina LORENTHEY. 30 ekz. Bythinella cf. Vitrellaeformis. LORENTHEY 1 ekz
Psilunio cf. Otavus (PARTSCH, M. HOERNES), 2 ekz..

veriore te ultësirës (si ne veriperëndim ashtu dhe ne verilindje) ka një përhapje te konsiderueshme me trashësi qe arrin deri ne 300m, ndërsa drejt qendrës dhe jugut takohet ne trajtën e një rripi te ngushtë me trashësi 15-20m rrallë më shumë.

Formacioni konglobrekçioz përgjithësisht është i çimentuar mire por ne raste te veçanta (si ne rajonin Koms-Frankth) paraqiten te çimentuar dobët. Ka ngjyre

laramane, te kuqërremte ne rastet e pranisë te oksideve dhe hidroksideve te hekurit. Në ndonjë rast në përbërje te tijë vërehen dhe olistolite gëlqerorësh.

Përbërja lëndore e formacionit konglobrekçioz është e ndërvarur nga burimet e ushqimit dhe shkëmbinjtë rrethues te basenit. Kështu ata përbehen prej zjeve me dimensione te ndryshme, por dominojnë zajat me dimensione

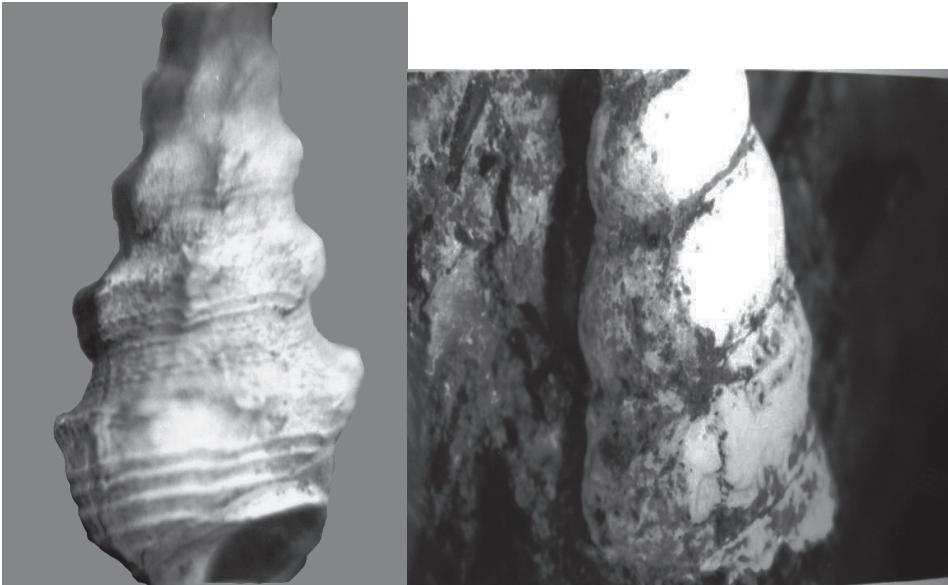


Foto 5. a) *Isocardia Cor. Line*, b) *Mellania escheri*. BRONGNIART

5x10cm., ne rajonin Dukagjin-Shlli (përroi i Livadhit) zjet arrijnë deri ne 15x20cm. Ne përgjithësi predominojnë zjet e kuarcit me rrumbullakosje te mire, me ngjyre te bardhe, mjalti e te murme, zaje te shkëmbinjve ultrabazik-bazik, shkëmbinjve silicore dhe ne një masë të vogël te shkëmbinjve karbonatë. Shkëmbinjte e formacionit konglobrekçioz janë matriksmbështetës, ku matriksi përbën herë-herë deri ne 15-20% te masës së shkëmbit dhe është i përbërjes silicore me përmbajtje të vogël përbërje karbonatike. Here-here matriksi ka pigment hematitik dhe ja referon këtë dhe masës formacionale.

Me gjithë kujdesin e ushtruar për gjetjen e horizonteve faunistik ne horizontin ne fjalë, rezulton se përgjithësisht paraqiten te varfër me përjashtim te skajit jugorë (Dars-Fshat) ku në këtë formacion takohen bivalvorë fatkeqësisht të ruajtur jo mirë.

Trajtimi i këtij horizonti si formacion me vete kushtëzohet nga ndërtimi i brendshëm litologo-facial, vendi qe zë në prerje dhe përhapja e tije pothuaj në të gjithë ultësirën.

1.2-Formacioni argjilore ($N_1t_1^{1a}$)

Formacioni argjilore ka një përhapje te konsiderueshme ne hapësire dhe bashkëshoqërohet me formacionin konglobrekçioz pothuaj ne te gjithë pjesën

bazale te ultësirës se Burrelit. Ndarja si formacion me vete ka te beje me shume me aspektin litologjik, se sa me vendin qe ato zënë ne prerje ne aspektin sasiore. Duhet theksuar se ne disa raste formacioni argjilore vendoset direkt mbi shkëmbinjte e moshave me te vjetra duke zënë vendin e konglobrekçieve. Ne formacionin argjilore ne krahun lindore te sinklinalit, ne kontaktet e tije me formacionet e tjera matim: azimut rënie 230-260° dhe kënd rënie 18-22° me trashësi qe luhatet nga 4-5m. rralle deri ne 12m. Ne krahun perëndimore te sinklinalit matim: azimut rënie 80-100° dhe kënd rënie 22-24° deri ne 45-50° (ne rajonin Gurrë e vogël - Gurrë e madhe), dhe trashësi 25-30m. me ndërfitje te konglobrekçieve ultrabazike.

Ne formacionin argjilore, ne vlerësimin kompleks te tije ne te gjithë periferinë e ultësirës, dallojmë: argjilat, argjilat e ngjeshura ne pjesën veriore dhe qendrore dhe argjilitet ne pjesën jugore ne rajonin Kurdari-Shëngjun.

Përsa i përket përbërjes granulimetricke të formacionit argjilore, mund te themi se ato janë polidisperse ku kemi argjila mikrodisperse me dimensione te kokrrizave nën 0.01mm., argjila alevritike dhe argjilat ranore ku kokrrizat ranore dallohen lehte dhe makroskopikisht.

Shkëmbinjtë argjilore ne rajonin e studiuar takohen kryesisht ne forma shtresore e rralle ne trajte linzash e ndërshtresash. Makroskopikisht dallohen lehte ne terren si përta i përket përbërjes se tyre, gjeomorfologjisë (në rastet e takimit të argjilave prerja ka konfiguracion negativ) dhe ngjyrës e cila ne rajonin tone për shkak te përzierjeve te komponimeve te oksideve dhe hidrooksideve te hekurit është e verdhe ne roze mjaft karakteristike dhe ne rastet e pranisë se materialit karbonatike ngjyre hiri. Ne rajonin e Kurdaris (mulliri i Allamanit-Mastresh), Cerujës (ne veriperëndim te shkollës) vërehet prezenca e materialit karbonatike ku kemi kalime nga argjilitet te kuqërremta ne mergele ngjyre hiri deri ne gëlqerore, here-here ky kalim është gradual gjë qe shprehet ne pakësimin e pigmentit hematitik dhe shfaqjen e ngjyrës gri me rritjen e sasisë se materialit karbonatik.

Nga studimi mikroskopik i argjilave mund te theksojmë se ato paraqesin ndërtim te ngjeshur pseudoamorf me shpërndarje uniforme te materialit copëzore ne masën argjilore, ndërtim subparalel me orientim te preferuar te materialit copëzore dhe ndertim te shrregullt.

Mjaft karakteristike është prania e algave charophyta ne masën argjilore, nganjëherë ne sasi aq te shumta sa mund te quhen argjila charophytikesi, ku ato paraqiten te disintegruar me paketim te ngjeshur me strukture depozicionale te mikrogranstonit gjë qe flet për një ambient liqenore me energji te larte. Disa hapësira te kanalit qendrore te algave charophyta janë te mbushura me lende argjilore me pigment hematitik.

Materiali copëzore i argjilave përbehet kryesisht nga kuarci, shpatet fushore, mikat dhe fragmentet shkëmbore te shkëmbinjve magmatik, jo rralle takohet dhe kromshpinelidi. Gjithashtu e pranishme ne formacionin argjilore është dhe lënda organike mikrodisperse, si dhe mbeturinat organike dhe bimore.

Si përfundim vlen te theksohet se me këtë formacion lidhen daljet e mineralizuara te atapulgitit ne rajonin e Shëngjunit, Bejniti etj. te cilat i janë nënshtruar kërkim -zbulimit te detajuar nga mesi i viteve '80.

1.3 Formacioni ranoriko-alevrolitoro-karbonatik (N_1, t_1^2)

Ka një përhapje relativisht të gjerë si në kohë ashtu dhe në hapësirë dhe vendoset normalisht mbi formacionin argjilore e konglobrekçioz me kalime here-here te qarta e here-here graduale me ndërthurje te ndërsjelle.

Tipare karakteristik i këtij formacioni është ritmiciteti i shprehur me alternimin e sekuencave copëzore me granulimetri te ndryshme e cila përsëritet disa here ne vertikalisht duke formuar te ashtuquajturën sekuencë e granoklasuar si dhe te alternimit te sekuencave ritmike copëzore dhe koloidale.

Tipat me te zakonshëm te alternimeve te takuara ne terren janë:

1.3.a-1. ranor . 2.mikrokonglomerate.

1.3.b-1. alevrit-alevrolit. 2-Ranore.3-mikrokonglomerate.

1.3.c-1. ranor .2-argjila te murme.3-shtresëzime qymyri.

Fenomeni i ritmiciteti si tipare karakteristik shpreh proceset e pavarura te grumbullimit te sedimenteve dhe shtresëzimit te tyre, shpërndarjen e rrjetit kanalore te lumenjve, lëkundjen e nivelit te basenit, pulsacionet klimatike etj. fenomene këto qe kërkojnë një studim te detajuar te ushtruar ne stacione me tipare te veçanta sedimentologjike.

Një tipare tjetër karakteristik i këtij formacioni është ngjyra gri dhe kaltër e hapur gjë qe lehtëson se tepërmi ndarjen dhe konturimin ne terren me formacionet e tjera.

Rajoni i studiuar është i përshkruar nga një rrjet i gjere përrenjsh relativisht te thelle qe presin pothuaj kryq depozitimet e tortonit te ultësirës se Burrelit. Si rezultat i kësaj, marrja e një informacioni te plote është lehtësisht e mundshme. Nga një informacion i tille i marre ne shume prerje vertikale natyrale del se përhapje me te madhe ne këtë formacion kane ranoret, alevritet dhe alevrolitet, mikrokonglomeratet e konglomeratët. Kështu mund te thuhet se

ne këtë formacion përhapjen me te madhe e kane përbërjet psamitike e pelitike. Midis shtresave ranoro-alevrolitike te këtij formacioni takohen shtresëzime qymyri veçanërisht ne rajonin e Ripës ku ato janë me karakteristike dhe i janë nënshtruar kërkim-zbulimit te detajuar me punime minerare dhe shpimi.

Përsa i përket elementeve te shtrueshmëris formacioni ne fjale manifeston karakteristika te veçanta ne pjese te veçanta te tije te kushtëzuara këto nga konfiguracioni i depozitimeve te poshtështruara.

Ne krahun lindore depozitimet e këtij formacioni kane azimut rënie qe varion nga 240° ne 270° dhe kënd rënie 22°-25° qe gradualisht vjen duke u zbutur drejt qendrës se sinklinalit ne 12°-15° deri ne 5°-7° e gati horizontale ne aksin gjatësore te tije. Duhet theksuar se këto elemente shtrishmërie për krahun lindore ruhen pothuaj gjate gjithë shtrirjes se tije nga Lisi ne Klos-katund.

Ne Kloskatund - Fshat – Dars, manifestohet perfekt mbyllja periklinale e ultësirës se Burrelit ne skajin me jugore te saje me azimut rënie 30°, 10°, 350° dhe kënd rënie 15°-25° me zhytje veriore.

Ne krahun perëndimore te sinklinalit përgjithësisht vazhdon shtrirja verilindje - jugperëndim dhe rënia lindore me kënd 20°-25° me specifike te veçante ne rajonin Frankth - Gurre - Unjate ku këndi i rënies varion ne 45°- 50° (Gurrë e Vogël), 75°- 88° e me shume ne lindje te kodrës se A. Hidrit deri ne manifestime fleksurale me rënie perëndimore ne fshatin Bel - Unjate.

Duhet theksuar fakti se ne shtresat ranoriko-alevrolitike e veçanërisht ne alevrolitet e këtij formacioni takohet një sasi e madhe makrofaune ne trajtën e një horizonti me trashësi 1.5-2m. diku me shtrishmëri te qëndrueshme, diku ne trajte xhepush e linzash.

Ne këtë formacion u morën një sasi e konsiderueshme shlifesh, duke e përfaqësuar atë si ne shtrirje ashtu dhe ne vertikaltet, ne te gjithë ultesiren. Nga vlerësimi petrografik i shlifëve rezulton se mineralet përbërës bazë si kuarci, feldshpatet, mikat etj. kanë homogjenitet, ndërsa fragmentet shkëmbore, çimentua, janë te ndryshueshme dhe influencohen

shume nga prania e shkëmbinjve rrethues.

Kështu: një ranore i pjese veriperëndimore e perëndimore paraqitet : kokërrizëvogël, jo i maturuar, kuarc-feldshpat-karbonat. Zotërojnë kllastet karbonatë. Sasia e matriksit e papërfillshme rralle ndeshen kllaste magmatikësh, fletëza mike e kloriti.

Një ranore i pjese qendrore cilësohet: Ranor kokërrizëmësëm deri ne kokërrizëmëdh, jo i maturuar, kuarc-feldshpat-fragmentshkëmbore, me çimento kalcitike. Fragmentet shkëmbore zotëruese janë: kllaste gjysme te rrumbullakosur te granulimetrike ranoro -zhavorore, karbonati, mergeli, radiolariti te kuq, serpentiniti, bazalti, fletëza mike e kloriti. Kuarci e feldshpati ne kllaste jo te sortuara.

Kështu rreth 90% te masës shkëmbore te ranoreve e përbejnë kuarci, feldshpati e fragmentet shkëmbore me dimensione nga 0.1mm. deri ne 0.5mm. e 1.5mm. rralle me shume, janë oligomikte e polimikte.

Materiali çimentues i ranoreve paraqitet i tipit argjilore, silicore e karbonatik, shpesh here me përmbajtje jo ne sasi te konsiderueshme te hidroksideve te hekurit. (Rajoni Cëruj -Shëngjun, Kurdari-Patin etj.)

Alevrolitet ne përgjithësi janë te tipit argjiloro-alevritik dhe takohen gjerësisht ne formacionin ne fjale. Ato here-here paraqiten te pasur ne alevrit siliciklastik (sidomos kuarc e feldshpat) qe ndonjëherë arrin deri ne 30-40% te masës se përgjithshme. Nga studimi mikroskopik del se alevrolitet përbehen prej materiali te imët kokrrizor me dimensione 0.02-0.04 mm. me shkalle jo te plote rrumbullakosje, polimiktë nganjëherë dhe me material copëzore me dimensione 0.05-0.06 mm. rrallë më shumë. Shkëmbinjte alevrolitiko-alevritik janë te tipit montmorillonit me forma luspore analoge me ato te mikës, me një përqindje te vogël materiali kloritik, ndonjëherë mbizotëron ky i fundit.

Treguesi i thyerjes i materialit argjilore është me i vogël se ai i balsamit kanadez. Nganjëherë ne masën argjilore shfaqen forma te shumta te rrumbullakëta qe mund te jene pseudomorfoza te radiolariteve.

Karakteristike gjithashtu është prania ne masën alevrolitike e algave charophyta

tepër të ngjeshura me njëra tjetrën, ku disa kërcelle të këtyre algave janë zëvendësuar me mikrokuarc. Struktura e depozitimit është rudstone (packstone, grinstone).

Vlen të theksohet gjithashtu se jo rralle në shlifet e analizuar takohet dhe lëndë organike bimore në ndonjë rast e qymyrëzuar që zë 1-1.5% të volumit të shkëmbit.

Se fundi i parë në kompleks formacioni ranoro-alevrolitiko-konglomeratik i ultësirës së Burrelit ka një trashësi të përgjithshme që luhartet në 500-700m. në prerjen e tij me të plote.

2. Tortoniani i sipërm (N_1t_2)

Ka një përhapje të konsiderueshme veçanërisht në pjesën veriore të ultësirës së Burrelit. Depozitimet molasike të tortonit të sipërm vendosen normalisht mbi formacionin ranoro-alevrolitiko-konglomeratik të tortonit të poshtëm.

Bazuar në të dhëna të karakterit litologjik, si dhe pozicionin që ato zënë në prerjen vertikale, sedimentet e tortonit të sipërm të ultësirës së Burrelit ndahen në dy tipe formacionale:

2.1. Formacioni gravelito - argjiloro - konglomeratik.

2.2. Formacioni poplor ultrabazik - bazik.

2.1. Formacioni gravelito-argjiloro-konglomeratik ($N_1t_2^1$)

Ka përhapje të konsiderueshme në pjesën veriore të ultësirës së Burrelit dhe përhapje fragmentare në pjesën jugore të sajë. Dallohen qarte në terren për shkak të ndërtimit facialo-litologjik si dhe nga ngjyra kafe e hapur e graveliteve dhe ngjyra e murme e masave argjiloro-konglomeratike.

Në përgjithësi shtresat e tortonit të sipërm kanë një ndërtim të ashpër gjë që bie lehtë në sy nga sipërfaqja puçërzore e graveliteve, të cilat vendosen direkt mbi alevrolitet e kaltërta të tortonit të poshtëm.

Në këtë formacion marrin zhvillim të konsiderueshëm konglomeratët të cilat kanë formë shtresore me trashësi 4-6m e me shumë, por jo rrallë edhe trajta linzore e pseudoshtresore me pykëzime në

planin e shtrirjes që po të vëzhgohen me kujdes duken qartë në faqet e kanioneve të përrenjve që përshkojnë kryq shtrirjes sinklinalin e ultësirës së Burrelit.

Ranorët paraqiten me shtresa me të rregullta të alternuara me ndërshtresa argjilore ndërmjet pakove ranorike. Herëherë në ndërshtresat argjilore takohen mbetje të organizmave të dëmtuara si rezultat i diagjenezes. Shtresat e ranoreve kanë trashësi 1.5-2m. dhe jo rrallë 4-6m.

Argjilat paraqiten në trajta masive, me ngjyre të murrme, homogjene me mungesë të elementeve shtresore ose me shprehje të dobët të tyre.

Në këtë formacion në rrjedhën e poshtme të përroit të Germanit, në shpatin veriore të Myzës së Xhetanit, në shkëmbin e Jakut, në fshatin Zenisht etj. janë takuar përqendrime makrofaune, analizimi i të cilave vërteton me së miri moshën tortoniane.

Përvijimi në terren i kufirit të tortonit të sipërm në pjesën veriore të ultësirës së Burrelit fillon në Rremull vijon në Burgajet vazhdon në drejtim të jugperëndimit në vargun e kodrave në lindje të fshatit Zenisht - Teqenë e Batrës - Rezervat Shtetërore Burrel - fabrikën e miellit - Karice - Baz - Rrethe Baz.

Për të patur një ide me të qarte mbi ndërtimin facialo-litologjik të këtij formacioni u krye një prerje e detajuar litologjiko-stratigrafike në kodrën e Kalaboroshit në pjesën veriore të ultësirës, si prerja me të plote e depozitimeve të tortonit të sipërm, (shiko prerjen).

2.2 Formacioni poplor ultrabazik - bazik ($N_1t_2^2$)

Është karakteristik për pjesën me të sipërme të prerjes së tortonit në krahun lindor të sinklinalit në gjysmën jugore të ultësirës së Burrelit, si dhe me trajta fragmentare në pjesën veriore. Dallohet lehtë në terren për vetë karakterin e tij poplor me ngjyre kafe të mbyllur si rezultat i kores së alterimit të poplave ultrabazike. Ka trashësi që luhartet nga 6-10m. deri në 50-60m dhe vendoset direkt mbi formacionet me të vjetra të tortonit të poshtëm si dhe mbi formacionin gravelito-argjiloro-konglomeratik të tortonit të sipërm.

Formacioni poplor përfaqëson depozitimet kontinentale të mjedisit koluval. Në ndërtimin e këtij formacioni marrin pjesë sedimentet kokërrtrasha, poplore të transportuara nga një rryme e fuqishme ujore nga rajoni i Manazdrenit (ku dhe ne ditët e sotme ka përqendrim masive prej miliona m³ të masave poplore ultrabazike.) drejt jugut e jugperëndimit e perëndimit mbi formacionet me të vjetra duke u përqendruar në ato pjesë ku gradienti topografik është me i përshtatshëm.

Transportimi i sedimenteve ndodh në kushtet e energjisë kinetike nga me të lartat që njihen në kushtet e sedimentimit mekanik, në trajta të impulseve të fuqishëm nëujore të cilët në sajë të energjisë që zotërojnë kanë shkaktuar fleksurimin, rrudhosjen e sedimenteve ranoriko-alevrolitore të depozituara më parë. Një pjesë e materialit ranoriko-alevrolitik të basenit se bashku me masën ranorollumore të vete masës popullore shërben si çimento e kësaj mase duke mbështjellë poplat me një cipe të holle gri në të bardhë me përbërje silicoro-argjilore

Përmasat e poplave luhaten nga zaje të mëdha me dimensione 15x25cm. deri në zaje më të vegjël me dimensione 2x3cm. (Foto nr. 2)

Një impuls tjetër i fuqishëm vjen nga jugu drejt veriut e veriperëndimit, duke depozituar sedimente kokërrtrasha në rajonin: Kloskatund-Dars etj. Ndryshe nga depozitimet e Kurdaris, Pleshës, Bejnit, Fullqetit (?), ku poplat janë tërësisht përfaqësues të shkëmbinjve ultrabazike-bazike këtu vërehet prania në masën 25-30% e poplave të gëlqeroreve të trias-jurës pak të rrumbullakosura deri në këndore në Kloskatund (qendër) gjë që flet për qenien afër të zonës së ushqimit. Masa tjetër përbehet nga ultrabazike që me sa duket janë ridedepozitime të sedimenteve popullore të Cr₂ të Kalbacit (jugperëndim i masivit të Bulqizës.) të erodura në fund të tortonianit nga rryma të fuqishme ujore.

Interesant paraqitet konfiguracioni i paleorelievit në depozitimet popullore të fshatit Pleshë (ana jugore) në trajtën e një ulluku me gjerësi 200-300m. dhe me trashësi 60-70m. duke përfaqësuar një

gradient të përshtatshëm topografik, ideal për depozitime koluionale.

Te dhëna të shkurtëra strukturore

Formacionet sedimentare të përfaqësuara nga kompleksi i alternimeve të shtresave argjilo-ranoro-konglomeratike, përbejnë masën kryesore të përbërjeve litologjike të ultësirës së Burrelit.

Këto formacione paraqiten në trajtën e depozitimeve të qeta, me kontakte transgresive me formacionet me të vjetra të triasit, jurës e kretës, ku këto kontakte here-here paraqiten të lëpira (Foto nr.1), here tjetër paraqiten të prera qarte gjithmonë në varësi të konfiguracionit të formacioneve me të vjetra të poshtëstruara. Gjithashtu në këtë rast vlen të theksohet se këndi i rënies i kontaktit të depozitimeve neogjenike, me depozitimet me të vjetra është i ndryshëm dhe varion nga 15°-20°, në 40°-50° e me shume në raste të veçanta.

Në aspektin strukturor, alternimet argjilo-ranoriko-konglomeratike të ultësirës së Burrelit paraqiten në formën e një sinklinali asimetric me specifika të veçanta në pjesë të veçanta të tij, me shtrirje të shtresave në drejtimin, juglindje-veriperëndim, me zhytje veriore me kënd 5°-7° e në pjesë të veçanta deri në 9°. Në këtë kuadër theksojmë se krahu lindor i sinklinalit që kontakton transgresivisht me shkëmbinjtë ultrabazik, të masivit ultrabazik të Bulqizes, paraqitet me kontakte të lëpira të qeta, me njëtrajshmëri nga veriu drejt jugut, me kënde rënie që varrojnë nga 20°-25° rrallë më shumë, me rënie perëndimore.

E kundërta ndodh në krahun perëndimor të sinklinalit, ku sundon disharmonia strukturore e formacioneve gjeologjike. Kështu, kontaktet transgresive me formimet me të vjetra paraqiten të prera, të lëpira e të prera, me kënde rënie nga 20°-25° në raste të veçanta deri në 85-88°, me rënie lindore dhe here-here me rënie perëndimore me kënde 70°- 85° në rajonin Gurra e Madhe-Unjate. Aksi i sinklinalit kalon përgjatë luginës së Matit, në drejtimin veri-jug me devijim drejt perëndimit në pjesën qendrore dhe veriore të ultësirës.

Argumentimi moshor i formacioneve te ultësirës se Burrelit

Depozitimet molasike te ultësirës së Burrelit, ne aspektin moshorë, janë trajtuar ndryshëm nga autore te ndryshëm, qe kane punuar ne këtë rajon. Kështu ne studimet e tije F.B.Nopçe i konsideron këto formacione te moshës se pliocenit, E.Novaku i konsideron te moshës se miocenit te poshtëm e te mesëm. Autore te mëvonshëm si Z.A.Mishunina i konsideron ato si formacione kryesisht te pliocenit. A.N.Neillovi i konsideron te moshës se miocen-pliocenit, L.I.Kasillov i fut tërësisht ne pliocen. S.Dede ne baze te disa analizave te sporopolenit te mara ne pjesën juglindore te rajonit i konsideron këto formacione si te miocenit te sipërm.

Autore te tjerë si O.M.Manilenko, N.A.Barkaliev qe kane studiuar pjese te konsiderueshme te këtij rajoni i ndajnë formacionet e Neogjenit ne dy suite: suite e poshtme dhe suite e sipërme, duke e konsideruar suitën e poshtme me moshe te katit helvet, ndërsa suitën e sipërme te moshës torton-miocen i sipërm.

V.K.Liko ne studimin e tije te kryer ne vitin 1958-'60 ne rajonin e maleve te Skënderbeut dhe periferisë se tije ka studiuar pjesën veri-perëndimore te ultësirës se Burrelit te cilën e trajton se "i përket tërësisht moshës se tortonit" (1)

Pa dashur te bëjmë një analize kritike te studimeve te autoreve te mëparshëm, për aspektet moshorë te ultësirës se Burrelit, vlen te theksohet se ne kompleks këto studime kane patur pothuaj te gjithë një te mete themelore, ato kane qene te karakterit fragmentare, te ushtruara ne pjese te veçanta te saje, te kushtëzuara nga objekti i studimit i cili nuk ka qene ultësira ne tërësinë e saje, por shkëmbinjtë ultrabazik dhe mardhëniet e tyre me formacionet kontaktuese.

Ne kuadër te punimeve rievues te kryera ne këtë rajon (2), duke patur parasysh te dhënat kontradiktore te autoreve te mëparshëm, ju kushtuan një kujdes te veçante, mbledhjes, grumbullimit dhe analizimit te makrofaunës te marre gjate procesit te rievimit.

Te dhënat e grumbulluara na lejojnë te nxjerrim disa konkluzione për ultësirën ne

tërësi:

- Vlen te theksohet se përhapja e florës dhe faunës është me e madhe ne krahun perëndimore te sinklinalit, ku nga flora mbizotërojnë bimët gjethe-rënëse, gjethe te te cilave janë takuar te stampuara ne facien alevrolitike, gjithashtu ne tërësi takohen degëza dhe trungje pemësh te karbonizuara, deri ne horizonte te mirëfillta qymyore ne fshatin Rripe, ne pjesën qendrore te krahut perëndimore te sinklinalit.

- Përhapja e madhe e florës ne krahun perëndimore te sinklinalit ka ndikuar si pigment ne ngjyrosjen ne te gjelbër ulliri deri ne te murme te formacioneve argjilore, e argjiloro-ranore.

- Vlen te theksohet prania e bashkësive makrofaunistike te lidhur ngushte me facien alevrolitike, veçanërisht ne tavanin e tyre ne bazamentin e ranorëve gravelitik. Bashkësitë faunistike ne formacionet ranoriko-konglomeratike ne te shumtën e rasteve kane elemente qe i karakterizojnë si te ridepozituara.

- Gjatë vlerësimit petrografik te shliffeve, është patur parasysh seleksionimi i një pjese te tyre për analize mikrofaunistike kryesisht te facies argjilore, alevrolitiko-alevritike. Nga analiza e tyre ka rezultuar prania e algave charophyta, por përgjithësisht vërehet mungese e plote e mikrofaunës aq e domosdoshme për datime dhe korelime zonash biostratigrafike. Prania e algave charophyta flet për një ambient liqenore te ceket ujërash te ëmbla.

Nga studimi i kampioneve te makrofosileve mund te arrijmë ne këto përfundime:

- Kampionet paraqesin një bashkëshoqërim karakteristik për depozitimet deltinore te ujërave me kripësi te ulet.

Fauna takohet ne sasi te madhe ekzemplaresh dhe mjaft te kufizuar nga përbërja. Bashkëshoqërimi i përgjithshëm i studiuar përbehet nga këto forma:

1. *Isocardia Cor. Line.*
2. *Psilunio cf. Otavus. PARTSCH, M. HOERNES.*
3. *Psilunio trapesoidalis. PASCHKO.*
4. *Psilunio odettus. PASCHKO.*
5. *Psilunio sp.*
6. *Melanopsis bouei rarispina. LORENTHEY.*
7. *Melanopsis bouei trispina. PASCHKO.*
8. *Bythinella cf. Vitrellaeformis. LORENTHEY.*
9. *Mellania escheri. BRONGNIART.*

Siç shihet ne këtë bashkëshoqërim kemi te bëjmë me dy gjini bivalvoresh (*Isocardia*, *Psilunio*) dhe tre gjini gastropodësh (*Melanopsis*, *Bythinella*, *Mellania*) prej te cilave përcaktohen nëntë speciet e mësipërme.

Përsa i përket moshës se depozitimeve qe daton ky bashkëshoqërim mund te përmendim këto argumente:

a. Bashkëshoqërimi *Melanoides* - *Melanopsis* - *Psilunio* është tepër i ngjashëm me një bashkëshoqërim te tille molusqesh te depozitimeve Panoniane te Paratetisit. Sipas korelimeve me te reja pjesa me e madhe e Panonianit bën pjese ne Tortonian.

b. Sipas te dhënave qe disponohen për brezin lindor te Adriatikut, një bashkëshoqërim shume i përafërt me bashkëshoqërimin tonë (*Bashkëshoqërimi* *Mellania-Melanopsis-Unionidae* te mëdha) është datuar si i Tortonianit.

c. Gjithashtu dihet se ne depozitimet qymyrbajtëse te Manzës (rajoni i Durrësit), ne Kërrabe dhe ne rajonin e Lushnjës është takuar se bashku me *Melanopsis bouei rarispina* edhe *Melanopsis bouei trispina*, depozitime këto te argumentuara plotësisht me moshe Tortoniane.

Ne baze te argumenteve te paraqitur me sipër jemi te mendimit se depozitimet qe përmbajnë këto kampione janë te moshës Tortoniane.

Numri i madh i ekzemplareve, varfëria ne përbërje, përmasat relativisht te mëdha

te tyre, guaskat relativisht te trasha si dhe bashkëshoqërimi karakteristik *Mellania-Melanopsis-Psilunio*, flasin për ujëra shumë të ëmbëlsuara te tipit te deltave te një thellësie te zonës nderbaticore-nenbaticore (10-20m.).

Bazuar ne te dhënat e mësipërme si dhe ne te dhënat e autoreve te mëparshëm V.K.Liko (1), duhet theksuar se datimi moshore i sedimenteve te ultësirës se Burrelit nuk del përtej kufirit te Tortonit te Poshtëm dhe as përtej kufirit te Tortonit te Sipërm.

Çdo pretendim i autoreve te mëparshëm për ti trajtuar këto depozitime si më të vjetra të moshës se Helvetit apo me te reja, te moshës se pliocenit nuk mbështeten ne te dhëna reale.

Mjedisi i sedimentimit

Ultësira e Burrelit me një sipërfaqe rreth 400 km.², me shtrirje rreth 30-35 km. dhe me gjerësi qe varion nga 10-14 km., me larmi sedimentesh, nga konglobrekçiet e horizontit bazal ne argjilat, ranoret, alevrolitet, konglomeratët, gravelitet, formacioni poplore ultrabazik-bazik e ultrabaziko-karbonatik ne skajin me jugore te saje, formimet kuaternare te vjetra e te reja etj. paraqet ne vetvete jo pak vështërsi për te krijuar një ide te qarte mbi mjedisin e sedimentimit.

Mjedisi i sedimentimit karakterizohet nga një sërë faktorësh determinues si: klima, profili topografik, intensiteti dhe shpejtësia e valëve dhe rrymave, gjeokimia e shkëmbinjve, pehashi, potenciali oksido-reduktues i ujërave rrjedhëse dhe mjediseve ujore, fauna, flora kontinentale, bakteriet etj. njohja ne kompleks e te cilave është mjaft e vështire ne kushtet e sotme.

Bazuar ne te dhënat e vrojtimeve fushore, te dhënat petrografike, te dhënat makrofaunistike, interpretimet dhe korelimet litologo-stratigrafike, gjeometrinë e mjedisit, energjinë, teksturën, strukturën e ngjyrën e depozitimeve mund te themi se kryesisht takojmë elemente te mjediseve kontinentale si:

- a.-Mjedisi koluviional.
- b.-Mjedisi liqenore.

Me poshtë po trajtojmë shkurtimisht te dhëna karakteristike për secilin nga mjediset e përmendura me sipër.

Mjedisi koluviional

Kemi theksuar ne kapitullin e ndërtimit gjeologjik se formacioni konglobrekçioz ka një përhapje te konsiderueshme ne pjesë te veçanta te ultësirës si ne rajonin: Dukagjin-Urexall-Shqefën, Komsa - Frankth, Baz - Bushkash etj si dhe si dhe formacioni poplore ne pjesën jugore e juglindore te rajonit. Ne këtë kuadër duhet theksuar se përhapja e këtyre formacioneve lidhet ngushte me rrjetin hidrik dhe format favorizuese te paleorelievit.

Klasifikimi i këtyre formacioneve si te mjedisit koluviial bazohet ne disa faktorë si: Prania edhe ne ditët e sotme e formave te relievit, luginave qe përkojnë me kanalet e vjetra te furnizimit.

Prania e zonave te depozitimit ne këmbët e relievit malore dhe përhapja ne trajte freskoreje ne drejtim te qendrës se basenit ne varësi te gradientit topografik.

Përbërja mineralogjike e formacioneve koluviiale është e lidhur ngushte me zonat rrethuese, ultrabazikët, bazikët, gëlqerorët, kuarcitet etj.

Përmasat e poplave, copave zvogëlohen nga pjesa e sipërme e freskores drejt pjesës se poshtme te saje.

Struktura e kokrrizave luhatet nga popla e zaje te mëdha deri ne dimensione argjiloro - ranore, qe përgjithësisht shërbejnë si matriks dhe në ndenje rast te rrallë formojnë pseudoshtresa ose linza ndërmjet mase poploro - konglomeratike.

Mjedisi koluviial i shtrin efektet e veta qe ne fillimet e tortonianit, ne formimin e formacioneve konglobrekçioze me shtresëzime te pjerrëta te gërshetuara e kryqëzuara si dhe ne fazën permbyllse te tortonit me formimin e formacionit poplor ultrabazik.

Mjedisi liqenor

Pa u ndalur në analiza te faktorëve te veçante mund te themi se ultësira e Burrelit

përfaqëson një graben me origjine tektonike. Ne periferinë e saje, siç e kemi theksuar ne pjesën e ndërtimit facial, vendoset material kokerrtrashe (formacioni konglobrekçioz) ne trajte e një rripi te ngushte me zhvillim me te fuqishëm ne zonat deltaike te derdhjeve te paleolumenjeve.

Depozitimet e imta te përfaqësuara nga alevritet, alevrolitet, ranorët etj, fillojnë e marrin zhvillim te konsiderueshëm ne kohe dhe ne hapësire ne pjesën qendrore te ultësirës ku vërehet një shtresëzim ritmik i qarte planparalel ne te dy anët e lumit te Matit, gjë qe flet për karakterin sezonal te prurjes se sedimenteve ne vartësi te ndryshimeve klimatike.

Bota organike e takuar ne ultësirën e Burrelit dhe e analizuar, ku vlen te theksohet bashkëshoqërimi Melania - Melanopsis - Psilunia flet se kemi te bëjmë me depozitime te ujërave te ëmbëlsuara.

Prania e dy deri ne tre horizonte faunëmbajtës flet për transgresione dhe regresione te paleoliquenit gjatë tortonianit.

Faza permbyllse e depozitimeve tortoniane te ultësirës se Burrelit përbehet nga depozitime kokërrtrasha te formacionit poplore ultrabazik - bazik gjë qe tregon për zvogëlim te thellësisë dhe rritje te energjisë te mjedisit te sedimentimit.

Përfundime

1.-Rajoni i studiuar bën pjesë ne sistemin e ultësirave molasike ndërmallore ku marrin zhvillim te konsiderueshëm sedimentet terrigjene. si ranoret, alevrolitet, argjilat e konglomeratët.

2.-Kompleksi formacional i depozitimeve te ultësirës se Burrelit vendoset transgresivisht mbi formimet me te vjetra me kontakte te lëpira, te prera qarte, gjithmonë ne varësi te konfiguracionit te formimeve te poshtështruara.

3.-Formacionet përbërës te ultësirës se Burrelit ndërtojnë një strukture sinklinale asimetrike me mbyllje periklinale ne pjesën jugore e veri-verilindore.

4.-Datimi moshor i sedimenteve te ultësirës se Burrelit bazuar ne te dhëna

makrofaunistike nuk del përtej kufirit te e sipërme (tortoni i sipërm).
tortonit te poshtëm dhe as përtej kufirit te 6.-Bazuar ne faktorë përcaktues te njohur,
tortonit te sipërm. ultësira e Burrelit i përket ndërthurjes se
5.-Bazuar ne te dhëna te karakterit litologo- mjedisit liqenor dhe mjedisit koluviional te
facial, kompleksi molasik i ultësirës se sedimentimit.
Burrelit ndahet ne dy sekuenca: sekuenca e
poshtme (tortoni i poshtëm) dhe sekuenca

Përfundime

- 1.-Rajoni i studiuar bën pjese ne sistemin e ultësirave molasike ndërmallore ku marrin zhvillim te konsiderueshëm sedimentet terrigjene. si ranoret, alevrolitet, argjilat e konglomeratët.
- 2.-Kompleksi formacional i depozitimeve te ultësirës se Burrelit vendoset transgresivisht mbi formimet me te vjetra me kontakte te lëpira, te prera qarte, gjithmonë ne varësi te konfiguracionit te formimeve te poshtështruara.
- 3.-Formacionet përbërës te ultësirës se Burrelit ndërtojnë një strukture sinklinale asimetrike me mbyllje periklinale ne pjesën jugore e veri-verilindore.
- 4.-Datimi moshor i sedimenteve te ultësirës se Burrelit bazuar ne te dhëna makrofaunistike nuk del përtej kufirit te tortonit te poshtëm dhe as përtej kufirit te tortonit te sipërm.
- 5.-Bazuar ne te dhëna te karakterit litologo-facial, kompleksi molasik i ultësirës se Burrelit ndahet ne dy sekuenca: sekuenca e poshtme (tortoni i poshtëm) dhe sekuenca e sipërme (tortoni i sipërm).
- 6.-Bazuar ne faktorë përcaktues te njohur, ultësira e Burrelit i përket ndërthurjes se mjedisit liqenor dhe mjedisit koluviional te sedimentimit.

Referencat

- BUSHI S. 1969.** Rezultatet e punimeve te kërkimit për qymyre te kryera ne pjesën jugperëndimore te gropës se Burrelit. Burrel.
- DURMISHI Ç. 1997.** Bazat e sedimentologjise. Tirane.
- DUNI S. ALABAKU N. 1982.** Raport gjeologjik i punimeve te kryera ne vendburimin argjilor Shoshaj. Burrel.
- DUNI S. MARQESI Z. 1982.** Relacion mbi rezultatet e punimeve gjeologo-zbuluese te kryera ne objektin e qymyreve Rripe. Burrel.
- LIKO V. 1960.** Ndërtimi gjeologjik dhe mineralet e dobishme te rajonit te maleve te Skënderbeut dhe periferisë se tije. Tirane.
- Muceku Y. 1993. Raport gjeologjik mbi punimet e rilevimit ne shkallen 1 : 2 000 ne v.b e argjilave Shëngjun. Burrel.
- PASHKO P. 1967.** Mbi depozitimet neogjrike te gropës se Burrelit. Bul.Shk.Gjeol.
- PASHKO P. 1968.** Molusqet e suitës se Burrelit. Bul.Shk.Gjeol.
- PLAKU K. DIAMANTI F. MERTIRAJ N.** Ndërtimi gjeologjik dhe perspektiva naftgazmbajtese ne gropën e Burrelit ne shkallen 1: 100 000.
- SHENJATARI A. JAURI Z. 2000.** Kerkim vleresimi ne shkallen 1:25 000 i ultesires se Burrelit dhe periferise se saje. Burrel.

KARAKTERISTIKAT THEMELORE TË TËRMETIT TË GJORICËS, 6 SHTATOR 2009 (M5.4)

Rrapo Ormëni*, Sokol Marku**

Abstract

An earthquake of intensity $I_0 = VII$ degree (MSK-64) struck the Northeastern Albania on September 6, 2009, at 21:49 (UTC), causing many damages in Dibra district. The magnitude of this event is determined $M_L = 5.4$. More heavily damage was caused in Gjorica, Qerenec villages and some municipality. This earthquake expresses the increased of recent seismic activity of the Vlora-Elbasani-Dibra transversal faulting zone. From source parameters determination results in the source time 21:49 41.34s, epicenter coordinates 41.49°N and 20.45°E and the focal depth 7.6 km. The main shock was followed from a great number of aftershocks. From the focal mechanism solution results that the earthquake of September 6, 2009 was triggered from a normal active fault with an NW-SE extensional stress direction.

Key words:, Goditja kryesore, aktiviteti i pasgoditjeve, sizmotektonika, plani i thyerjes, efektet e tërmetit.

Hyrje

Më datën 6 shtator 2009 ora 21:49 (UTC), Shqipëria Verilindore u godit nga një tërmet me magnitud ($M_L = 5.4$) me epiqendër në fshatin Gjoricë, 19km në jug të qytetit të Peshkopisë. Goditja kryesore u lokalizua në koordinatat

41.49V; 20.45L me një thellësi vatrore $h=7.6$ km dhe u pasua nga një numër i madh pasgoditjesh seria e të cilave vazhdoi edhe në muajin Tetor. Pasgoditja më e madhe u regjistrua në 7 shtator në orën 15:20 (UTC) me magnitud ($M_L = 4.2$).

Tërmeti shkaktoi dëmtime të rënda në fshatrat Gjoricë, Qerenecë në komunën e Shupenzës dhe në komuna të tjera të Qarkut të Dibrës. Tërmeti ishte shprehje e rritjes së aktivitetit sizmik në rajonin Elbasan-Dibër. Ky aktivitet sizmik i dallueshme vitet e fundit në këtë segment të thyerjes Vlorë-Elbasan-Dibër u shpreh me çlirimin më të lartë të energjisë me tërmetin e 6 Shtatorit 2009. Goditja kryesore është një ngjarje sizmike e cekët e cila shpjegon lokalizimin e dëmtimeve rreth zonës epicentrale. Zgjidhja e mekanizmit vatror për këtë tërmet jep parametrat si vijon: strike 219°, dip 40°, rake -90° që rezulton një thyerje aktive normale me aksin e zgjerimit në drejtimin VP-JL.

Kushtet gjeologjike te gjenerimit te tërmetit

Struktura gjeologjike e Albanideve është e kufizuar me Dinaridet në Veri dhe Helenidet në Jug. Ajo është pjesë e brezit të rrudhosur Alpin mesdhetar. Gjithë pjesa perëndimore e brezit Dinarid-Albanid-Helenid është e kufizuar me mikroplakën Adria.

Lëvizja e mikroplakes së Adrias, në ditët tona, është një element i rëndësishëm për të kuptuar evolucionin gjeodinamik dhe deformacionet përgjatë frontit perëndimor të sistemit të rrudhosur Dinarid-Albanid-

* Instituti i Gjeoshkencave,

**Shërbimi Gjeologjik Shqiptar

Helenid dhe tërë zonës mesdhetare (Altiner,Y., 2006).

Orogjeni Shqiptar si pjesa më jugperëndimore e pllakës Euro-Aziatike, konvergjent me mikropellaken Adria, ndahet në dy treva me regjim tektonik të sotëm të ndryshme: treva e jashtme me regjim shtypës, që përfshin pjesën bregdetare të tij, dhe treva e brendshme me regjim zgjerues, që zë vend në brendësi të vendit. (Aliaj.etj.,1996).

Në bazë të dhënave të sizmitetit historik dhe instrumental, tre zona të mire përcaktuara janë dalluar qartë në territorin Shqiptar: Zona Joniko-Adriatike me shtrirje veriperëndim-juglindje;

Peshkopi-Korçe me drejtim shtrirje veri-jug dhe zona e thyerjeve tërthore Vlora-Elbasani-Dibër me drejtim shtrirje JP-VL.

Territori i prekur nga tërmeti i datës 6 Shtator 2009 është lokalizuar në pjesën Lindore-Verilindore të Shqipërisë. Ky territor bënë pjesë në një të ndërprerjes së brezit sizmogjen gjatësor Korçe-Dibër dhe brezit sizmogjen tërthor Vlora-Elbasani-Dibër me shtrirje veri-lindore. Ky territor i përket zonës tektonike Korabi i cili paraqitet me formacione litologjike të ndryshme. Këto formacione janë të Ordovician-Devonian të sipërm dhe moshës së Eocenit të mesëm. Moshja e Eocenit të mesëm ka një përhapje të kufizuar. Në zonën Korabi në disa raste formacionet e vjetra paraqesin 2 “dritare tektonike”.

Te dhenat sizmotektonike te zones se prekur nga termeti

Në territorin e prekur nga tërmeti i datës 6 shtator 2009 duke përfshirë edhe gjithë zonën rreth saj është e prekur nga disa ngjarje kryesore të deformimit Tertiary. Është e rëndësishme të theksojmë veçanërisht shtrirjen e fuqishme tektonike të Pliocenit e cila shkaktoi këputjet me thyerje tektonike normale të zonës Korabi dhe të zonave të tjera të brendshme tektonike (Zonat Mirdita dhe Krastë Cukali) dhe shkëputjet e pjesshme të zonës tektonike të jashtme (Kruja dhe zonës

tektonike jonike). Rezultatet e zgjerimit të regjimit tektonik pas Pliocen janë thyerjet tektonike normale të cilat përkulen drejt lindjes, perëndimit dhe veriut të zonës së tërmetit të datës 6 Shtator 2009 (Fig 1). Aktivizimi i thyerjes përgjatë anës lindore, me drejtim VL-JP, ndërmjet depozitave të kuaternarit dhe sedimenteve të vjetra, e shprehur me kontrastin në reliev shkaktoi tërmetin e datës 6 Shtator 2009.

Thyerja tektonike normale e moshës së Pliocen-pliostocen në të dy anët e depresionit të Peshkopisë vrojtohen në pjesën veriore dhe jugore të territorit të prekur nga tërmeti. Këto thyerje shpesh janë aktivizuar duke shkakuar ngjarje sizmike të fuqishme. Gjatë shekullit të kaluar tërmetet më të fort janë: 27 Gushtit 1942 me magnitud ($M_L = 5.9$) dhe intensitet në zonën epicentrale VII-VIII ballë, 30 Nëntorit 1967 tërmeti më i fort me magnitud ($M_L = 6.6$) dhe intensitet në zonën epicentrale IX ballë i cili shkaktoi shumë dëme materiale dhe njerëzore, 26 Gusht 1969 me intensitet në zonën epicentrale VI-VII ballë, 24 Qershor 1978 me magnitud ($M_L = 4.9$), 18 Gusht 1978 me magnitud ($M_L = 5.4$). Thyerje tektonike të dukshme gjenden në drejtimin L-P të ngjashme me thyerjen e lokalizuar në veri të qytetit të Peshkopisë dhe që vazhdojnë në jug të fshatit Shupenza.

Baza e të dhënave dhe metodologjia

Në stacionet Rrjetit Sizmologjik Shqiptar është regjistruar kryesisht impulsi i hyrjes së parë të valëve gjatësore dhe tërthore të drejtpërdrejta të shtresës granitiko-sedimentare (Pg,Sg), kurse në stacionet më të largëta si SRN dhe ato të rrjeteve INGV, ATHU janë regjistruar valët e kreut nga kufiri i poshtëm i kores së Tokës (Pn,Sn). Regjistrimet e formave valore janë marrë nga stacioni PHP me distancën më të afërt 19 km deri te stacioni më i largët MRVN 390km (Fig 2). Në Figurën 3 paraqitet regjistrimi digjital i komponentë NS prej stacionit PHP më i afërti me epiqendrën e tërmetit. Procedura e lokalizimit është realizuar në bazë të modelit lokal të

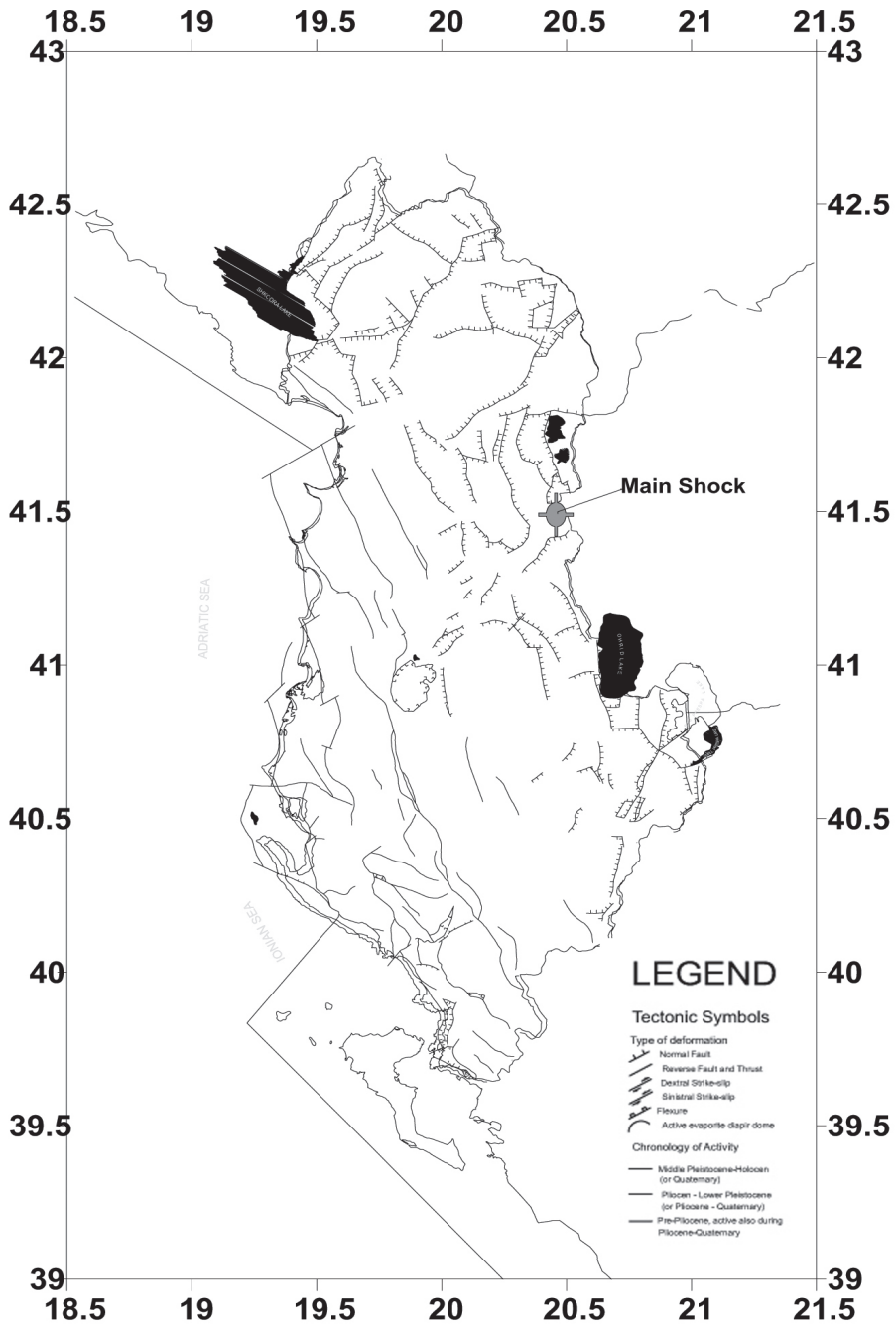


Figura 1. Harta e shkëputjeve tektonike aktive të Shqipërisë. Sipas Aliaj Sh. (2001)
Figure 1. The map of activ tectonic fault in Albania. after Sh. Aliaj (2001)

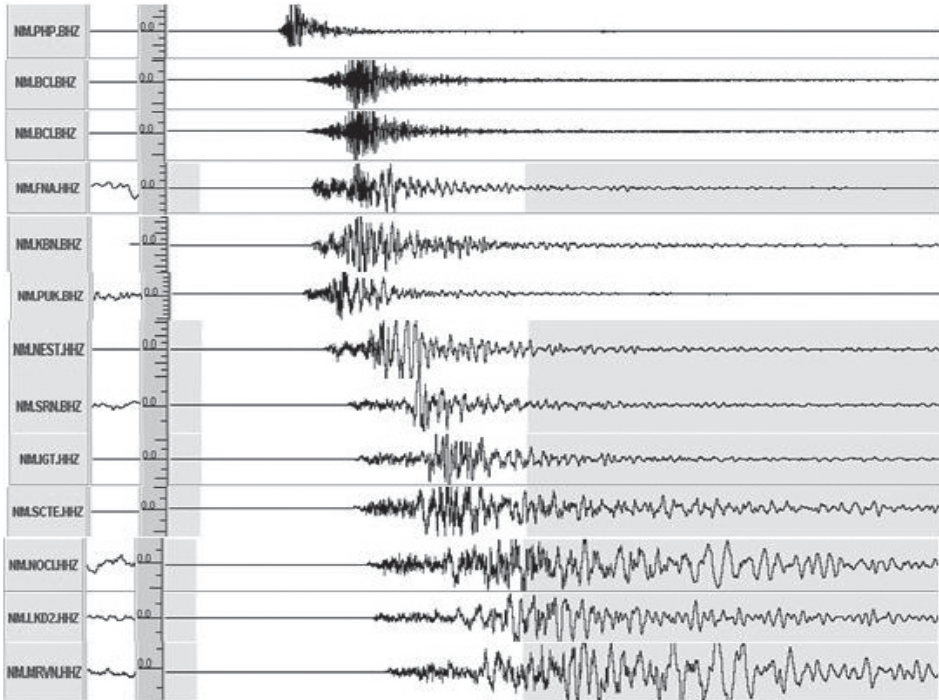


Figura 2. Regjistrimet e formave valore në komponentin vertikale Z nga Rrjeti Sizmologjik Shqiptare dhe stacionet e INGV, AUTH.
Figure 2. Wave form recording at vertical component (Z) from Albanian Seismological Network and INGV and AUTH stations

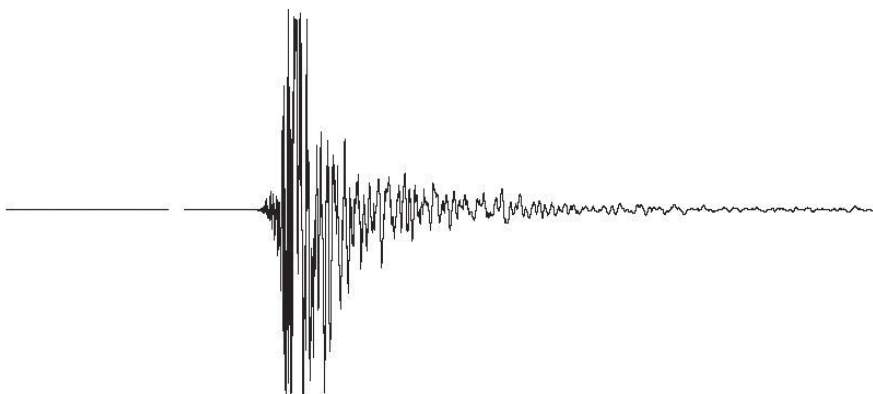


Figura 3. Regjistrimi në komponentin horizontale (NS) i stacionit më të afërt PHP
Figure 3. Horizontal component recording (NS) in the nearest station of PHP

shpejtësive (Ormeni Rr., 2007) me anë të përpunimit të hyrjeve të valëve P dhe S me programin Hypoinvers (Fred W.Klein, 2002). Zgjidhja e mekanizmit vatror të goditjes kryesore është bazuar në polaritetet e hyrjeve të para duke përdorur respektivisht programet Focmec dhe Invrad, pjesë e paketës së përpunimit të sinjalit sizmik SEISAN (Haskov & Ottemoler, 2008).

Analiza e parametrave të vatrës

Tërmeti i 6 Shtatorit me intensitet $I_0=VII$ ballë goditi Shqipërinë Veri-lindore duke shkaktuar shumë dëme në qarkun e Dibrës dhe me gjerë. Nga përcaktimi i parametrave të burimit rezultoi koha në origjinë $T_0=21:49:41.24$ (UCT), koordinatat e epiqendrës $41.49^\circ V$ dhe $20.45^\circ L$ thellësia e vatrës $h=7.6$ km.

Tërmeti është shprehje e aktivitetit sizmik në rritje në zonën e thyerjeve Elbasan-Dibër. Ky aktivitet ka filluar në 2004-2005 ku aktiviteti i segmentit të Elbasanit shtrihet në drejtimin Verilindor. Gjatë vitit 2006 ky aktivizim shtrihet në të gjithë segmentin Elbasan-Dibër me epiqendra edhe në afërsi të Gjoricës. Ecuria e procesit të aktivitetit sizmik të kësaj zone thyerje gjatë vitit 2007 ka një çvendosje më në veri në qytetin e Peshkopisë me një seri tërmetesh të dallueshme. Në vitin 2008 seria e tërmeteve të Peshkopisë vijon shtrirjen e saj deri në Gjoricë. Viti 2009 kemi aktivizimin e gjithë segmentit Elbasan-Dibër me vazhdimësi për në verilindje në thellësi të Maqedonisë ku kemi tërmetin me $M_L=5.0$ në 8 Janar 2009 në koordinata $41.82V-20.89L$ $h=6$ km, 40 km në verilindje të tërmetit të Gjoricës. Gjithë ky aktivitet sizmik me shtrirje nga Elbasani dhe ecuri graduale gjatë viteve të fundit në drejtim të Dibrës u shpreh me çlirimin më të lartë të energjisë me tërmetin e 6 Shtatorit 2009.

Në figurën 4, paraqitet epiqendra e goditjes kryesore dhe shpërndarja e pasgoditjeve. Goditja kryesore është ndjekur nga një numër i madh pasgoditjesh nga të cilat më e forta me magnitud $M_L = 4.2$ ka ndodhur më 7 shtator ora 15:20 (UTC).

Parametrat e zgjidhjes së mekanizmit vatror të goditjes kryesore bazuar në polaritetet e hyrjeve të para janë: Strike= 219.5° , Dip= 40° and Rake (Slip)= -90° (Fig. 4). Zgjidhja e mekanizmit vatror tregon që tërmeti i 6 Shtatorit 2009 është gjeneruar nga një thyerje aktive normale me sforcime në zgjerim me shtrirje VP-JL.

Karakteristika të modelit të pasgoditjeve

Seria e pasgoditjeve filloi më 6 shtator dhe vazhdoi me frekuencë të lartë deri në 9 shtator. Këto pasgoditje vazhduan me frekuencë të ulët gjithashtu dhe me vlerë magnitud më të ulët edhe nga 9 shtatori deri në 12 tetor 2009. Numri i plot i gjithë ngjarjeve të regjistruara është mbi 750 pasgoditje (të regjistruar nga stacioni më i afërt i Peshkopisë), prej të cilave 161 me magnitud në intervalin $M_L=2.0-4.2$ janë të lokalizuara (Fig. 4). Shumica e pasgoditjeve janë lokalizuar në J-P të epiqendrës së goditjes kryesore me thellësi që varion prej 1-29 km. Epiqendrat e pasgoditjeve trasohen në forme eliptike, boshti i madh i të cilit përputhet me drejtimin e planit të shkëputjes gjeneruese, të përcaktuar nga zgjidhja e mekanizmit vatror. Ky drejtim shtrihet VL-JP (strike 219°). Modeli i sekuencave tërmetore zvogëlohet me kohën sipas ligjit të Omorit të modifikuar:

$$n(t)=K(t+c)^{-p}$$

Numri i pritshëm i ngjarjeve $N(T_1,T_2)$ për magnitud me të madhe se M nga T_2 në T_2 jepet:

$$N(T_1, T_2) = \int_{T_1}^{T_2} \Lambda(M, s) dt = K \exp\{-\beta(M - M_h)\} A(T_1, T_2)$$

K është parametër nga ligji Omori i Modifikuar; b është parametër nga formula Gutenberg-Rihter, M_h magnitud e tërmetit me të vogël (Ogata, 1983)

Rënia e pasgoditjeve janë studiuar statikisht dhe fizikisht nga shume sizmolog dhe disa rezultate kryesore janë marre (Öztürk and Bayrak, 2007; Öztürk and Bayrak, 2009).

Analiza statistike me ligjin Omori te modifikuar e një numri të konsiderueshëm serish të lokalizuara në zonën e jashtme dhe të brendshme të vendit tonë ka dhënë një variacion të koeficientit p në intervalin $0.84 - 1.49$. Vlera e koeficientit p , për sekuencat termetore të zonës së brendshme të vendit, ka rezultuar më e lartë se për zonën e jashtme. Si rrjedhim, seritë tërmetore të ndodhura në zonën e brendshme, kanë tendencë për tu shuar më shpejt. Bazuar në studimet: Sulstarova dhe Lubonja, 1983; Muco 1995, është arritur në konkluzionin se edhe brenda një zone shumë të vogël zvogëlimi i numrit të pasgoditjeve varion në mënyrë të konsiderueshme duke u ndikuar nga disa faktorë. Faktorët kryesor janë gjendja e sforcimeve në zonën respektive dhe niveli i frakturimit të shkëmbinjve që ndërtojnë strukturat gjeologjike. Analiza statistikore edhe e tërmeteve të tjerë të rene kohet e fundit në vendin tonë zvogëlimi i pasgoditjeve varion në mënyrë të konsiderueshme (Ormëni, Dushi 2009). Duke analizuar statikisht këtë sekuence, për intervalin 6 Shtator – 12 tetor 2009 u përcaktua:

Percaktimi i koeficientit (p) = 0.86 ± 0.07 , pasqyron vlerën më të vogël kufitare të intervalit ($0.84 - 1.49$), interval ky karakteristik për vendin tonë. Intervali ($1.13-1.49$) është përcaktuar për zonën e brendshme të vendit me një regjim tektonik në zgjerim. Këto vlera të (p) për këtë seri pasgoditjesh tregojnë se aktiviteti i tyre zhvillohet kryesisht në pjesën e sipërme të kores së Tokës në pjesën sedimentare-granitike. Ky parametër varet nga kushtet fizike të rajonit të vatrës. Vlera e ulët e koeficientit p , për sekuencat e tërmetit të 6 Shtatorit flasin edhe për një shkallë më të madhe frakturimi të shkëmbinjve që ndërtojnë strukturat gjeologjike në zonën epicentral.

Pershkrimi makrosizmik

Goditja kryesore është e cekët me thellësi të vatrës $h=7.6$ km. Ky fakt shpjegon edhe shkallën e dëmtimeve dhe lokalizimin e tyre

në zonën epiqendrore. Nga informacioni i marr rezultoi se fshatrat Qerenec-Gjorica të përcaktuara me Intensitet VII balle (MSK-64) ishin shkaktuar dëmtimet më të mëdha. Dëmtime të plota strukturore kanë pësuar 24 shtëpi duke u shkatërruar plotësisht. Dëmtime të rënda u shkaktuan në shtëpitë e banimit dhe në objekte me karakter social kulturor në Komunitat Shupenzë, Fushë-Bulqizë, Ostren, Zerqan, Maqellarë, Luzmi, Arras, Muhar, Lis dhe Bashkin Klose të qarkut të Dibrës dhe më gjerë. Gjithë dëmtimet e shkaktuara nga tërmeti i 6 shtatorit u llogaritën në vlerën 1 milion e 200 mijë dollarë. Çarjet u vunë re edhe në afërsi të fshatit Qerret me drejtim shtrirje të përgjithshëm VL. Goditja ishte ndjerë VI ballë në qytetin e Peshkopisë dhe Bulqizës, V-VI në qytetet, Burrel dhe Librazhd, IV-V ballë në qytetet Rrëshen, Elbasan, Tiranë, Krujë. Tërmeti është ndjerë lehtë në Kukës, Pukë, Lezhë, Peqin, Gramsh dhe Pogradec.

Diskutim dhe Përfundime

Tërmeti i 6 shtatorit 2009 me epiqendër në afërsi të fshatit Gjoricë në Qarkun e Dibrës është shprehje e aktivitetit sizmik në rritje të venë re vitet e fundit në segmentin Elbasan-Dibër të zonës së thyerjeve tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër

Zgjidhja e mekanizmit vatrës tregon për një thyerje aktive normale që gjeneroi tërmetin e 6 shtatorit 2009 me drejtim VL-JP dhe lidhet me aktivizimin e zonës së shkëputjeve normale aktive fragmentare Elbasan-Dibër. Mekanizmi vatrës i goditjes kryesore ka parametrat: strike 219° , dip 40° , rake -90° . Me aksin e zgjerimit në drejtimin VP-JL.

Aktiviteti më i madh i pasgoditjeve është zhvilluar në jugperëndim të goditjes kryesore dhe kryesisht në koren e sipërme dhe të mesme në thellësitë 2 -25km.

Vlera e ulët e koeficientit p për sekuencat e tërmetit të 6 Shtatorit nga Ligji Omori i modifikuar flasin për një shkallë më të madhe frakturimi të shkëmbinjve që ndërtojnë strukturat gjeologjike në zonën epicentral.

Tabela 1. Parametra të pasgoditjeve

Tërmeti	N	T_1 (day)	T_2 (day)	K-value	c-value	p-value
6 shtator 2009	161	0.008	36	12.71±2.05	0.023±0.034	0.86±0.07

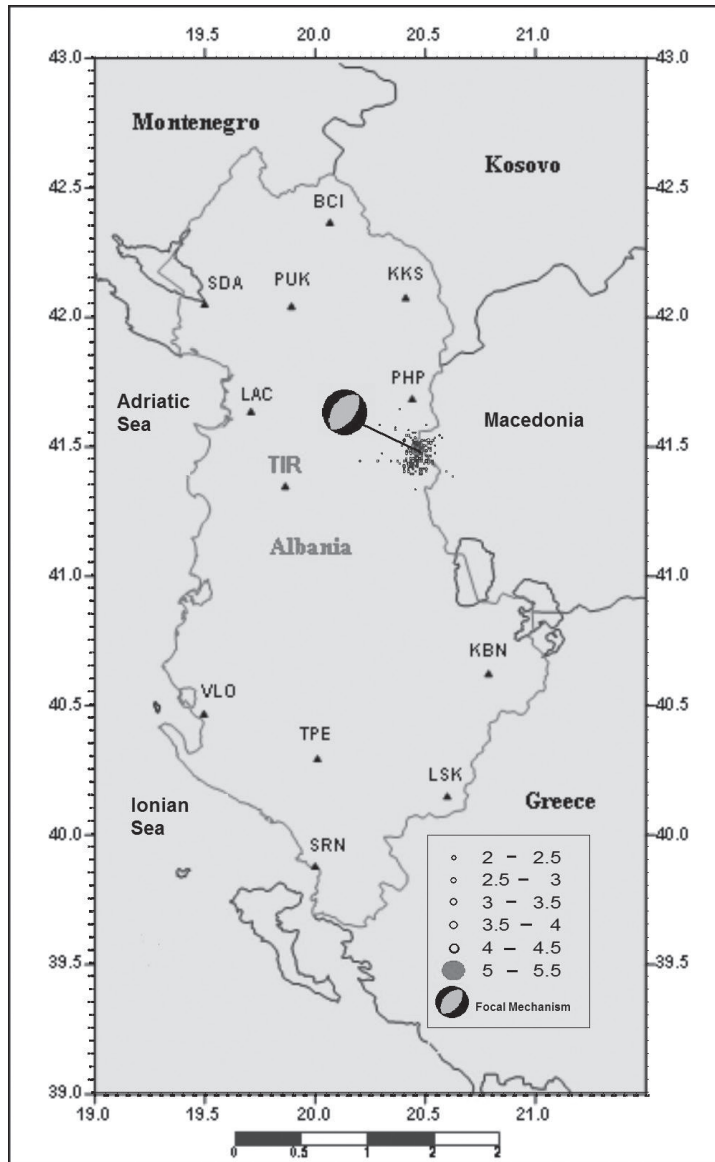


Figura 4. Harta e shpërndarjes së aktivitetit sizmik prej 6 shtator deri 9 tetor. Goditja kryesore 06-09-2009 ora 21:49 dhe seria e pasgoditjeve; Zgjidhja e mekanizmit vatror; Stacionet sizmologjike të Rrjetit Sizmologjik Shqiptar.

Figure 4. Map of Areal distribution of seismic activity from September 6, and on; Main shock 2009-09-06-21:49 and subsequent aftershocks; Focal Mechanism solution; Seismological Stations of Albanian Seismological network.



Figura 5. Pamje nga shtepit e rrënuara ne fshatin Qerret dhe çarjet ne toke.
Figure 5. View from ruined buildings in Qerret village and ground cracks

Resume

The Northeastern part of Albania was struck on September 6, 2009, time 21h39m by an earthquake ($M_L=5.4$) occurred about 19 km south of the city of Peshkopia, Albania causing many damages in Dibra district. The Dibra district has been vulnerable by other earthquakes in last century, resulting in human victims and enormous material loss. More heavily damage was caused in Gjorica, Qerenec villages and Shupenza municipality in Dibra district on September 6, 2009. The minimization of the human victims, property damage, and social and economical disruption due to earthquakes, essentially depends on reliable estimates of seismic hazard. The Albanian orogeny, as the most south-western part of the Euro-Asiatic plate, in convergence with the Adria microplate, is divided in two areas with different tectonic regimes: the external area with compressive regime, representing its offshore part and the internal area with expanding regime, representing the continental area (Aliaj.et.al.,1996). The movement of the Adria micro plate, in our days, is one of the important elements used to understand the geodynamic evolution and the deformations along the western front of the folded Dinarid-Albanid-Hellenid system as well as for all the Mediterranean area (Altiner, Y., 2006).

The territory affected from the earthquake is located in the northeastern part of Albania. It is also located in the intersection between Diber-Korça and Vlora-Elbasani-Diber tectonic belts with different strike directions. The result of expanding post Pliocene tectonic regime are the normal tectonic faults which bound to the east, west and north the area of the earthquake dated September 06, 2009

The main shock was followed from a great number of aftershocks, from which the event

of September 7, 2009 at 15:20 (UTC) was the biggest one with a local magnitude $M_L = 4.2$.

The aftershock sequence followed from the September 6, 2009 and continued with relatively high frequency until September 9. These aftershocks continued with a lower frequency as well as with lower magnitude values from September 9, 2009 and on. The overall number of events registered so far was over 750 (recorded from the nearest seismological station PHP). From this number, 161 events are localized (Fig.2.). Magnitude values determined were $M_L=2.0-4.2$. Mostly the foci of these secondary events are located in SW part of the epicenter zone, with a depth ranging from 2-29 km.

The number of aftershock activity is evaluated by the modified Omori formulae.

The focal mechanism of main shock has the parameters: strike 219° , dip 40° , rake -90° , shows a normal active fault or fault zone with the extension axes in the NW-SE direction.

This earthquake expresses the increased recently seismic activity of the Vloara-Elbasani-Dibra transversal faulting zone. The main event is a shallow one, with the hypocentral depth at 7.6 km. This fact explains the localized destruction in the epicentral zone.

More heavily damage was caused in Gjorica, Qerenec villages and some municipality.

From the information that was taken results that Qerenecy village is on the epicentral zone, where heavily damages were observed, (Fig. 3). The Gjorica-Qerenecy area is confined from the first pleistocene with intensity VII (MSK-64). The shake was felt VI degree at Bulqiza and Peshkopia towns, V-VI at Burreli and Librazhdi towns, IV-V degree at Rresheni, Tirana Elbasani and Kruja cities. The earthquake is slightly felt at Kuksi, Puka, Lezha, Peqini, Kavaja, Gramshi, Pogradeci and larger.

Referencat

ALIAJSH., MELOV., HYSENIA., SKRAMIJ., MËHILLKA, LL., MUÇOB., SULSTAROVAE., PRIFTI K., PASHKO P., PRILLO S. (1996). Harta Neotektonike e Shqipërisë, shkalla 1:200000. *Monografi. Arkivi Institutit të Gjeoshkencave. Tiranë.*

ALIAJ, SH., (2001). Sizmotektonika dhe zonat e burimeve sizmike në Shqipëri. *Arkivi Institutit të Gjeoshkencave. Tiranë.*

ALTINERY, BACIC Z, BASIC T., CTICHIA A., MEDVED M., MULIC M., NURÇE B. (2006). Present-day tectonics in and around the adria plate inferred from GPS measurements. Geological society of America, Special Paper 4009.

HASKOV J. AND OTTEMOLLER L. (2001). Seisan: The earthquake analysis software. *University of Bergen, Norway*

KLEIN F.W. (1978). Hypocenter location program Hypoinvers, USGS.

MUÇO B. (1995). The Decay of aftershock sequences for Albania using the seismic activity data of 1976-1990. *Bulletino di Geofisica Teorica ed Applicata, Vol. XXXVII.*

ORMENI RR. (2007). Modeli i përgjithshëm i ndërtimit të korës së Tokës shqiptare dhe veçoritë sizmoaktive të saj sipas të dhënave sizmologjike. Teza për gradën "Doktor i shkencave" Tirane.

Ormeni Rr., Dushi E. (2009). Seria e temeteve në Korce me 28 Gusht 2009. *Revista, Nafta Shqiptare Nr.1*

GUTENBERG, R. AND RICHTER, C.F., (1944). Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34, 185-188.

OGATA, Y., (1983). Estimation of the parameters in the modified Omori formula for aftershock frequencies by the maximum likelihood procedure, *J. Phys. Earth.*, 31, 115-124.

ÖZTÜRK, S. AND BAYRAK, Y., (2007). A study on the aftershock sequences of earthquakes occurred in Turkey, *International Conference on Environment: Survival and Sustainability, p 672, 19-24 February, 2007, Nicosia, Northern Cyprus.*

ÖZTÜRK, S. AND BAYRAK, Y., (2009). Aftershock probability evaluation for recent Turkey earthquakes based on Gutenberg-Richter and Modified Omori Formulae. *5th Congress of Balkan Geophysical Society, 6505, 10-16 May, 2009, Belgrade, Serbia.*

EVIDENTIMI I STRUKTURAVE KARBONATIKE ME PERSPEKTIVË NAFTË-GAZMBAJTËSE TË ZONËS JONIKE NËN MBIHIPJEN E ZONËS KRUIJA, NË RAJONIN VERIU I DUMRESE-ROVË- FORTUZAJ

Irakli Prifti*, Piro Dorre**

Përmbledhje

Mbi bazën e studimeve ekzistuese regionale dhe atyre të kryera vitet e fundit nga kompanitë e huaja në rajonin Dumre-Rovë-Fortuzaj, është saktësuar më mirë ndërtimi gjeologjik i rajonit, si dhe janë ngritur në kategori strukturat e prognozuara: si Papri, Rova,, Sauku, Pajuni etj.

Rinterpretimi i profileve sizmike të kryera vitet e fundit mendojmë se ka sjellë një përfytyrim të ri në lidhje me stilin tektonik, ekzistencën e disa strukturave të mbihipura nga zona tektonike Kruja, që është finalizuar dhe me përcaktimin e pozicioneve strukturore të favorshme për atakimin me puse të thellë kërkimi.

Në depozitimet flishore të Oligocenit të sipërm sipas studimeve biostratigrafike, në pjesën lindore të antiklinalit të Rovës (prerjet sipërfaqësore) ka ridepozitim të theksuar. Ky problem për të ardhmen shtron nevojën e revizionimit të kufinjve gjeologjikë moshorë të pjesës lindore të rajonit në studim, sepse nuk përputhet me zhvillimin paleogeografik të rajonit dhe të pjesës lindore të zonës Jonike.

Faktoret strukturorë dhe mbulesorë mbështesin kërkimin e naftës në strukturat karbonatike të evidentuara në këtë rajon. Përparësi kërkimi, ka antiklinali i Paprit dhe brahiantiklinali i Saukut që rezultojnë të përgatitura nga kompleksi gjeologo-gjeofizik i punimeve.

Artikulli shërben si material referues për vazhdimin e mëtejshëm të studimeve në këtë rajon perspektiv.

Fjalë Kyçe: Zona tektonike, antiklinal, flish, pus kërkimi, pus projektimi, antiklinal, skeme strukturore.

Hyrje

Rajoni i Dumre -Fortuzaj vazhdimisht ka tërhequr vëmendjen e opinionit gjeologjik për interesin, që ai paraqet për kërkimin dhe zbulimin e strukturave naftëgaz-mbajtëse. Në rajon janë projektuar dhe shpura disa puse me detyrë kërkimi, si në Rovë, Fortuzaj, Papër, Dumre etj.

Në këtë artikull kemi paraqitur një stil tektonik me koncepte bashkëkohore, mbi rolin e mbihipjes së zonës tektonike Kruja dhe vazhdimin e strukturave të zonës tektonike Jonike nën të, dhe me në veri të rajonit të Dumresë, duke shfrytëzuar materialin sizmik dhe të dhënat më të fundit të puseve të shpura në rajon dhe përreth tij.

Prania e vendurimeve të naftës dhe gazit në jug të rajonit në studim si; ai i Kuçovës dhe i Pekisht-Rasës, shenjat e naftës dhe gazit të takuara në depozitimet karbonatike e terrigjene në sipërfaqe dhe në thellësi në puset e shpura, kanë sjellë domosdoshmërinë e studimit për eksplorimin dhe evidentimin e strukturave perspektive naftëgaz-mbajtëse më në veri të diapirit kripor të Dumresë.

Përgjithësimet gjeologo-gjeofizike në rajonin Papër-Rovë dhe më në veri kanë vërtetuar shtrirjen dhe kontaktin tektonik të zonës Kruja (pusi Papër-4, Tirana-2, etj) dhe asaj Jonike si dhe kanë evoluar mendimin mbi stilin tektonik të rajonit në thellësi duke pranuar ekzistencën asimetrike lindore të strukturave antiklinale të Paprit e Rovës në ndryshim me konceptimin e mëparshëm të tyre.

* Universiteti Politeknik i Tiranës,

**Shërbimi Gjeologjik Shqiptar

Mbi Ndërtimin gjeologjik të rajonit

Stratigrafia

Në rajonin Papër-Rovë përhapen në sipërfaqe depozitimet flishore Oligocenike, te cilat janë takuar edhe në prerjen e kaluar nga pusët e shpuar si Papër-1, Papër-4, Rovë-1.

Në periferi të rajonit ndeshen depozitimet Neogenike të Burdigalian-Tortonianit edhe këtu të takuar nga pusët Kozan-8, Papër-4, Tirana-2, Pezë-1, Fortuzaj-2. (Dorre P., Silo V., Thomai L., Myftari S. Muska K., 2004, Arshiva AKBN, Fier). Në afërsi të rajonit, në jug të tij, janë ndeshur si nga pusët e shpuar, ashtu dhe në daljet sipërfaqësore, depozitimet evaporitike të Diapirit të Dumrese (pusët Papër-1, Dumre-7) dhe gëlqerorët e Paleogenit në antiklinalin e Marakut dhe në pusët e shpuar Marak-1, Shtepaj-1, Galigat-2. (Thomai L., Çollaku A., 1988, Arshiva AKBN, Fier). Në lindje të rajonit në studim takohen në pusët Kozan-2, Kozan-3, Kozan-8, Paper-4, Tirana-1, Tirana-2, gëlqerorët e zonës tektonike Kruja me facie neritike (ose të përzier) të moshës Kretak i sipërm- Eocen (Cr_2 - Pg_2^2).

Depozitimet e Oligocenit të poshtëm nuk ekspozohen në sipërfaqe. Ato janë takuar nga pusët e kerkimit për naftë e gaz si Papër-1 dhe Papër-4 (intervali 4300-4800m) si dhe në pusët Rova-1 e Dumre-7. (Kola A., Naço P., Llupi K., 1991, Arshiva AKBN, Fier).

Në ndërtimin gjeologjik sipërfaqësor të rajonit kanë përhapje të gjerë depozitimet flishore e flishoidale të Oligocenit të mesëm-Akuitanianit (Pg_3^2 - N_1^{1a}) dhe depozitimet mergelore të Burdigalianit (N_1^{1b}).

Depozitimet e Oligocenit të mesëm (Pg_3^2) ndërtojnë pjesën kulmore të antiklinaleve të Paprit dhe Rovës. Depozitimet e Oligocenit të Sipërm deri Miocen të poshtëm ndërtojnë elementet e tjerë strukturorë të antiklinaleve të Paprit e të Rovës (krahët lindorë dhe perëndimorë si dhe periklinalet e këtyre strukturave).

Në anën lindore e perëndimore të rajonit përhapen në sipërfaqe depozitimet e Serravalianit- Tortonian deri në Messinian duke ndërtuar Depresionin e Tiranë-Ishmit dhe basenin e Adriatikut Jugor. Këto depozitime vendosen transgresivisht mbi depozitimet më të vjetra (në thellësi dhe

sipërfaqe).

Depozitimet e Akuitanianit (zona Globoquadrina dehichens) vendosen me vazhdimësi mbi depozitimet e Oligocenit të sipërm; (zona Globorotalia Kugleri).

Në pjesën veriore (Petrelë, Sharrë) depozitimet e Burdigalianit (me zonën faunistike Globorotalia scitula dhe G. acrostoma) vendosen transgresivisht mbi depozitimet flishore të Oligocenit të sipërm (zona Globigerina ciproensis ciproensis), kështu mungojnë depozitimet e Akuitanianit dhe pjesa e poshtme e depozitimeve të Burdigalianit.

Tektonika

Në depozitimet flishore të Oligocenit të sipërm sipas studimeve biostratigrafike, në pjesën lindore të antiklinalit të Rovës (prerjet sipërfaqësore) ka ridepozitim të theksuar.

Ky problem për të ardhmen shtron nevojën e revizionimit dhe saktësimin të kufinjve gjeologjikë moshorë si dhe të fenomeneve të prishjeve tektonike dhe transgresioneve të N_1^{1b} e deri në tortonian N_1^{3t} të pjesës lindore të rajonit Papër-Rovë.

Ndërtimi gjeologo-tektonik i rajonit në studim Dumre-Rovë-Tiranë paraqitet i ndërlikuar dhe përbën një "nyje" të vështitë gjeologjike për Albanidet e Jashtme.

Sipas studimeve tektonike regionale (Yzeiri D., Silo V., Berberi A., 2004, Arshiva AKBN, Fier) rajoni përshin; zonën tektonike Kruja në lindje, në qendër të tij zonën tektonike Jonike e cila paraqet rëndësi të vecantë për kerkimet për naftë e gaz, dhe në perëndim kufizohet me Basenin e Adriatikut Jugor (sinklinali Galush-Pezë-Shijak). Mbështetur në konceptimet tektonike bashkëkohore si dhe në studimet tektonike (Yzeiri D., Silo V., Berberi A., 2004, Arshiva AKBN, Fier.) të kryera në vendin tonë, influenca e lëvizjeve tektonike, së bashku me rolin e veçante që luajnë lëvizjet neotektonike në përsosjen e marrdhënieve tektonike të strukturave karbonatike në thellësi dhe në sipërfaqe na dhanë dhe na çuan në një konceptim dhe tablo strukturorë më të qarte për formën strukturorë të objektit të gëlqerorëve në thellësi për rajonin dhe më gjerë.

Interpretimi në thellësi i profileve sizmike të kryera vitet e fundit nga, sqaruan format

antiklinale të gëlqerorëve në thellësi të perfshira në zonat dhe brezat tektoniko-strukturore si më poshtë:

Zona tektonike Kruja

Zona tektonike Kruja, ka shtrirje juglindje-veri perëndim, e përberë nga struktura lineare të mbihypura në perëndim. Nga jugu drejt veriut shtohet numri i strukturave antiklinale lineare, që mbihidhen mbi strukturat e zonës Jonike të cilat kanë orientim Jug-jug perëndim-Veri-veri lindje. Prerja karbonatike përfaqësohet nga facia neritike dhe neritiko-pelagjike (Yzeiri D., Silo V., Berberi A., 2004, Arshiva AKBN, Fier). Facia e përzier (neritiko-pelagjike) është vërtetuar dhe argumentuar për pjesën perëndimore nga pusët e shpuar Galigat-2, Paper-4, Ishmi-1/b, të cilët përafërsisht kufizojnë këto zone me ato tektonike Jonike.

Zona tektonike Kruja në këto rajon përbehet nga këto linja strukturore:

1. Antiklinali i Kozanit

Kjo strukturë karbonatike antiklinale është e përbërë nga disa blloqe tektonike të atakuar me pusë si; Kozan-2, Kozan-3 (blloku lindor), nga pusët Papër-4, Kozan-8 (blloku jugor) dhe blloku veri perëndimor i fiksuar nga punimet sizmike në rajon.

Pusët e shpuar në këto blloqe kanë takuar gëlqerorët e Cr₂-Pg dhe kanë vërtetuar pamjen e gungëzimeve, të aksidentuara nga prishjet tektonike në pjesën aksiale dhe në krahun lindor të tyre. Më në lindje ky antiklinal ka mardhënie tektonike me antiklinalin e Letanit.

2. Antiklinali i Tiranës

Kjo njësi strukturore brënda rajonit dhe jashtë tij është evidentuar nga punimet sizmike dhe atakuar nga pusët e shpuar Tirana-1, Tirana-2.

Brenda rajonit në studim zhvillohet periklinali jugor i kësaj strukture dhe më në veri pjesa kulmore e saj është e shplarë deri në nivelin e gëlqerorëve të Kretakut të sipërm Cr₂, nën bazën transgresive të depozitimeve Neogenike të depresionit Tiranë-Ishëm.

Drejt jugut të saj dhe në krahun lindor kjo strukture karbonatike komplikohet nga

prishje tektonike të shumta të cilat japin pamjen e një blloku tektonik me formë horsti dhe grabeni (fig. 2).

Zona tektonike Jonike

Zona tektonike Jonike në anën lindore i nënshtrihet zonës tektonike Kruja. Kështu konkretisht krahu lindor i strukturës së Paprit është i nënshtrirë nën antiklinalin e Kozanit. Sinklinali i Durishtit në veri nënshtrihet nën mbihypjen e periklinalit Jugor të Tiranës. Në anën veriore të rajonit zona Jonike nënshtrihet pothuajse tërësisht nën zonën tektonike Kruja. Kështu linja antiklinale Rovë-Sauk-Rinas, vendoset nën mbihypjen e strukturave antiklinale karbonatike të Tiranës dhe Ishmit (zona Kruja), (fig. 2, 3).

Sipas interpretimeve tona gjeologo-sizmike (fig. 2, 3) strukturat dhe linjat strukturore, që përfaqësojnë ndërtimin e zonës Jonike, në rajonin në studim, kanë tiparet dhe karakteristikat e strukturave antiklinale të brezave antiklinale të Beratit dhe atij të Kurveleshit. Vëmë në dukje së këto struktura antiklinale janë linja lineare dhe kanë një shtrirje jug-juglindje-veri-verilindje. Krahët perëndimorë të tyre shoqërohen me prishje tektonike mbihypëse drejt perëndimit, me asimetri perëndimore, me ndërtim bllokor në formë "grabeni" dhe "horsti".

Depozitimet karbonatike që ndërtojnë këto struktura në thellësi duhet ti përkasin facies pellagjike.

Theksojmë se të gjitha strukturat antiklinale të mbihedhura drejt perëndimit shkaktojnë prishje

ndërflishore në krahët lindorë të strukturave të nënshtrira, dhe përfaqësohen me brezat e mëposhtëm:

1. Linja Antiklinale Marak-Papër
2. Linja Sinklinale Cacabez-Durisht
3. Linja Antiklinale Shalës-Pajun-Rovë-Sauk

Komplikimet tektonike dhe neotektonike në frontet ballore të zonave Kruja e Jonike kanë krijuar prishjet tektonike me amplitudë shkëputje të vogël deri 500 m me plan perëndimor duke krijuar prishjet tektonike në forme lule ose palosjeje tektonike.

Si pasojë e mbihypjes së strukturave në formë "pyke" ("Wedge Struktura") mbi njëra-tjetrën shkaktohet mekanizmi i

shqyerjes së shkëmbenjeve duke formuar zonat e quajtura trekëndore (fig. 1)

Ky mekanizëm formimi konkretizohet në rajonin në studim në marrëdhëniet e strukturës antiklinale të Kozanit me antiklinalin e Paprit, duke u palosur flishi Oligocenik mbi depozitimet mergelore të Burdigalianit transgresiv mbi strukturën e Kozanit (puset Papër-4, Kozan-8).

Një mekanizëm i tillë vihet re dhe në veri të rajonit si në marrëdhëniet e struktura antiklinale të Tiranës me atë të Roves ose dhe Saukut, midis antiklinalit të Ishmit dhe monoklinalit Neogenik të Prezë-Kasharit (Fig. 4, pusi Preza-1).

Diapiri i Dumresë

Diapiri i Dumrese. Ky diapir, ka një përhapje të gjerë në sipërfaqe dhe në thellësi. Studimet e shumta gjeologo-gjeofizike të kryera për diapirin e Dumresë kanë vërtetuar shpërthimin e tij në perëndim të Marakut, dhe ka një formë unazore në daljen sipërfaqësore.

Mbihedhja e diapirit të Dumrese drejt perëndimit përfaqëson frontin ballor tektonik perëndimor të Brezit të Beratit duke maskuar linjën antiklinale Sqepur-Shals-Dumre që trajtohen gjerësisht në studimet gjeologo-gjeofizike të kryera më parë.

Theksojmë se vetë forma unazore e Diapirit të Dumresë është diktuar edhe nga ndërtimi dhe zhvillimi gjeologo-tektonik i strukturave karbonatike që qarkojnë diapirin. Këto struktura karbonatike kanë shërbyer si bariera për mospërhapjen e metëjshme të diapirit në veri-verilindje e perëndim-veriperëndim të pozicionit të sotëm tektonik të tij.

Paleotektonika

Bazuar në konceptet teorike si dhe në studimet regjionale për Albanidet e jashtme është pranuar që me hapjen e detit Thetis gjatë kohës Trias i sipërm - Lias i poshtëm (T_3-J_1), ndodhi diferencimi i zonave tektonike orogjenike dhe platformike. Si pasojë ndodhi formimi i pllakës Apuliane dhe me vonë i Pllakës orogjenike të Adrias (Yzeiri D., Silo V., Berberi A., 2004, Arshiva AKBN, Fier).

Gjatë periudhave gjeologjike të Jurasik-Kretakut (J_2-Cr_2) ndodhi diferencimi për pllakën tektonike, orogjenike, të zonës Kruja dhe asaj Jonike duke formuar embrionin e brezave tektonikë dhe linjave strukturore.

Këtë diferencim e argumentojnë faktet e pushimeve të Jurasikut në brezin e Çikës në zonën Jonike me facie pellagjike, ndërsa për zonën tektonike Kruja kemi sedimente të facies neritike.

Në kushte të përafërta me atë të zonës Kruja ndodhën dhe levizjet në zonën Apuliane ku depozitimet karbonatike i përkasin facies neritike, ndërsa zona para-Apuliane peson një thellim në kushte graduale e me facie kalimtare neritiko-pellagjike drejt buzinës lindore të saj deri në fundin e Eocenit (Yzeiri D., Silo V., Berberi A., 2004, Arshiva AKBN, Fier. Dorre P., Silo V., Thomai L., Myftari S. Muska K. Arshiva AKBN, Fier).

Me fillimin e Oligocenit (Pg_3) ndryshojnë kushtet e sedimentimit për zonën tektonike Kruja dhe Jonike, në krahasim me zonën Krasta, në lindje të tyre, e cila kthehet në kontinent dhe kalon në regjim kontinental. Si rezultat i levizjeve oshiluese vertikale gjatë Oligocenit të mesëm, deri në fund të tij, rritet sipërfaqja kontinentale dhe zona Kruja në fillim të Oligocenit të sipërm (Pg_3^3) del mbi ujë (fig. 5).

Gjatë kësaj periudhe brezat strukturor Jonike përsosin formën e tyre dhe në fund të Oligocen-Akuitanianit ndodh dhe rrudhosja kryesore orogjenike malformuese për zonen Jonike (faza malformuese Liguriane-Piemonte), me të cilën lidhet shpërthimi i diapirit të Dumresë. Para Burdigalianit kanë dalë mbi ujë strukturat e Tiranë-Ishmit dhe ajo e Kozanit, ku Burdigaliani (N_1^{1b}) vendoset transgresiv mbi Oligocenin e poshtëm (Pg_3^1). Para Burdigalianit mbi ujë dolën edhe antiklinalet e Paprit, Rovës në të cilët depozitimet e Burdigaliani vendosen me seri transgresive në lindje të këtyre strukturave, sidomos pranë pjesës kulmore të tyre.

Diapiri i Dumresë ka levizur dhe gjatë Burdigalianit e Tortonianit, fakt ky i mbështetur nga mbivendosja tektonike e flisheve të Oligocenit (Pg_3), si dhe mergeleve të Burdigalianit (centriklinali jugor i sinklinalit të Cacabezës).

Ky mendim mbështetet edhe nga fakti se

pranë diapirit të Dumresë në veriperendim të saj mbi flishin e Oligocenit vendosen transgresivisht depozitimet e Messinianit (N_1^3m). Bazuar sa më sipër mendojmë se diapiri i Dumrese nuk ka shpërthyer dhe lëvizur vetëm gjatë fazës së eustazisë së kriprave, (vetëm gjatë oligocenit), por ka lëvizur dhe në fazat e mëvonshme.

Gjatë kësaj periudhe me regjim zhytës të zones tektonike Kruja dhe gjendjes statike të zonës Jonike ndodhi edhe mekanizmi i levizjes, shqyerjes dhe palosjes (Yzeiri D., Silo V., Berberi A., 2004, Arshiva AKBN, Fier) së depozitimeve flishore, argjilore nga strukturat karbonatike që janë perballë frontit ballor tektonik. Pra këto struktura antiklinale, karbonatike me permasa relativisht të medha futen si "pykë" ose "buldozier" dhe lëvizin duke shkëputur formacionet e struktues fqinje, perballë saj dhe krijojnë prishjet tektonike me plan perendimor.

Këto fenomene kanë ndodhur gjatë lëvizjeve neotektonike të pas-Burdigalianit deri në Plio-Kuatemar.

Mbi bazën e këtij mekanizmi janë formuar lëvizjet tektonike me plan perendimor në strukturat antiklinale të Papër-Kozanit, në antiklinalet e Rovë-Tiranës, prishja Prezë-Ishmit etj., duke spostuar depozitimet terigjene dhe prishjet e tyre me një amplitudë 200-500m (fig. 4).

Perspektiva naftë-gazmbajtëse

Veçanërisht në këtë rajon ky faktor është vendimtar për strukturat antiklinale karbonatike të pritshme në thellësi. Nisur nga interpretimet e bëra në thellësi, në profilet gjeologo-gjeofizike (fig.4) ashtu siç trajtohet edhe në kapitullin e tektonikes, evidentohen strukturat antiklinale të Paprit, Rovës, Saukut në thellësinë 4000-5000 m e deri 5500 m. (në intervalet kohore 2-2.2, -2.6 sek, fig.3), dhe antiklinali i Pajunit rreth 8000 m thellë për tavanin e gëlqerorëve (në kohën 3.1 sek).

Relativisht më të cekta janë strukturat e Paprit, dhe Saukut që paraqesin një rëndësi të dorës së parë për kërkimin e naftës e të gazit (fig.2). Në këto struktura karbonatike të kufizuara në perëndim me prishje tektonike si dhe me aksidentim në pjesën

pranë kulmore si në anën perendimore e në krahun lindor të tyre, duke patur një mbulesë flishore argjilore, të sigurt kanë premisa të sigurta për formimin e shtratimeve masive kulmore të ekranizuara tektonike dhe për pasojë rrisin garancinë e kërkimit për zbulimin e vendburimeve të reja të naftës e gazit në rajonin e veriut të Dumrese deri në Tiranë.

Përfudime

Kryerja e punimeve gjeofizike në rajon ka hedhur një hap në evolucionin e mendimit gjeologo-tektonik e strukturor në thellësi duke rritur interesin për kërkimet e naftës dhe gazit veçanërisht në strukturat karbonatike të evidentuar të Paprit dhe Rovës, ku janë shpuar dhe pusët e kërkimit Pap-4, Rov-1.

Në ndërtimin gjeologjik sipërfaqësor të rajonit kanë përhapje të gjerë depozitimet flishore e flihoodale të Oligocenit të mesëm-Akuitanian ($Pg_3^2-N_1^1a$), si dhe depozitimet mergelore të Burdigalianit (N_1^1b).

Në depozitimet flishore të Oligocenit të sipërm sipas studimeve biostratigrafike, në pjesën lindore të antiklinalit të Rovës (prerjet sipërfaqësore) ka ridepozitim të theksuar. Ky problem për të ardhmen shtron nevojën e revizionimit të kufinjve gjeologjikë moshorë të pjesës lindore të rajonit në studim, sepse nuk përputhet me zhvillimin paleogeografik të rajonit dhe të pjesës lindore të zonës Jonike.

Antiklinali i Paprit, sipas pozicionit hapsinor gjeotektonik e strukturor, zhvillohet në pjesën veriperendimore të periklinalit verior të Marakut dhe në verilindje të diapirit kripor të Dumresë. Në lindje mbihypën antiklinali i Kozanit (zona tektonike Kruja), i cili maskon krahun lindor të antiklinalit të Paprit. Periklinali Jugor në thellësi (fusha e Elbasanit) duhet të shtrihet e maskohet nga diapiri i Dumresë (Keprok), i shpërthyer nga periklinali verior i Marakut. Ka shtrirje juglindje-veri-verilindje. Krahu perendimor është i komplikuar me prishje tektonike. Ka permasa gjatësi 8km e gjerësi 3,5km.

Në veri të diapirit kripor dhe antiklinalit të Dumresë zhvillohet antiklinali i Pajunit e më në veri ai i Rovës dhe brahiantiklinali i Saukut.

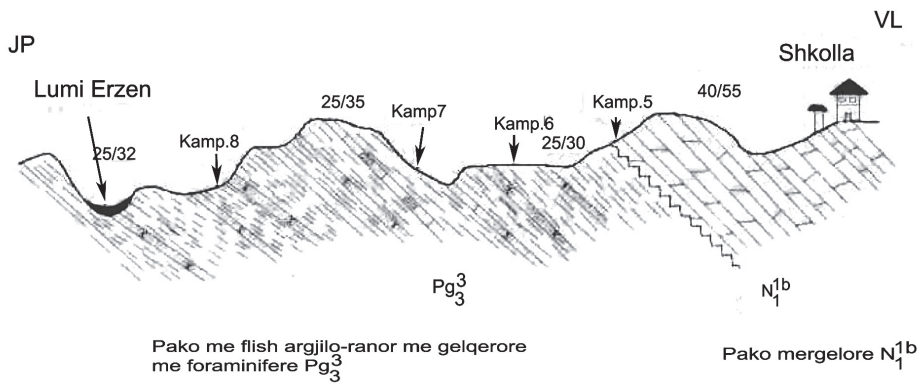


Figura 1. Marshute-prerje me kampionmarrije ne Sharre te Tiranes nen kontaktin transgresiv te Burdigalianit me flishin argjilo-ranor me nderthurje shtresash gelqerori.
Figure 1. Outcrops section in Sharre of Tirana under the unconformity contact of burdigalian on clay-sandstones flysch, combined with limestones

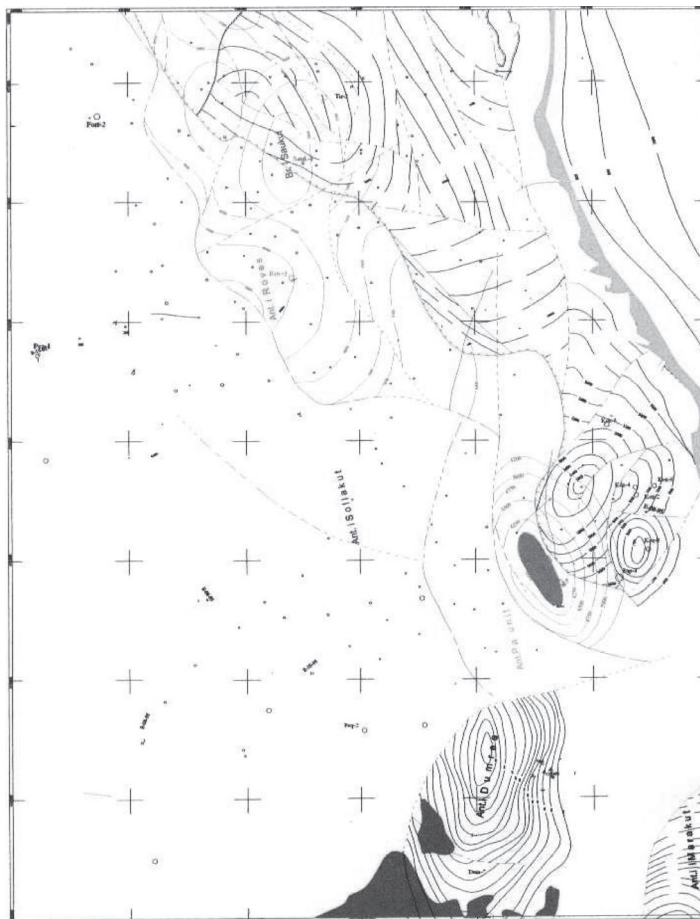


Figura 2. Skemë strukturore e tavanit te gelqeroreve, rajoni Dumre-Tiranë (sipas Dorre P., etj. 2004)
Figure 2. Structural sketch on top of carbonate, Dumre-Tirane region. (after Dorre P., etc. 2004)

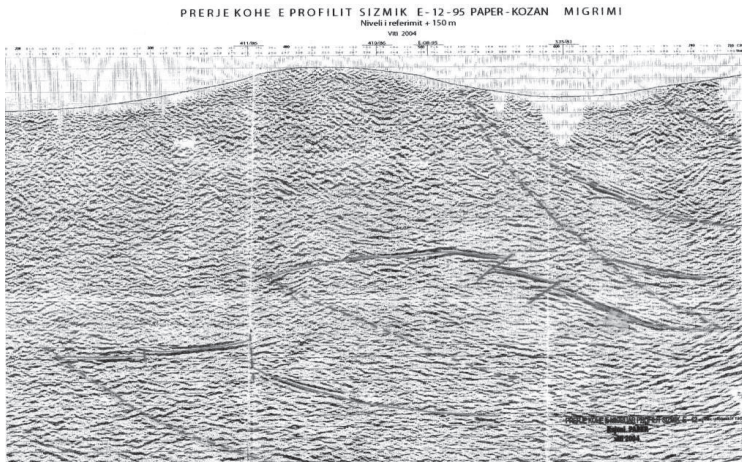


Figura 3. Prerje kohe e profilin sizmik Papër-Kozan, Migrimi, (niveli i referimit +150m) (sipas Dorre P., etj. 2004).

Figure 3. Papër-Kozan seismic line (reference level +150m), (after Dorre P., etj. 2004)

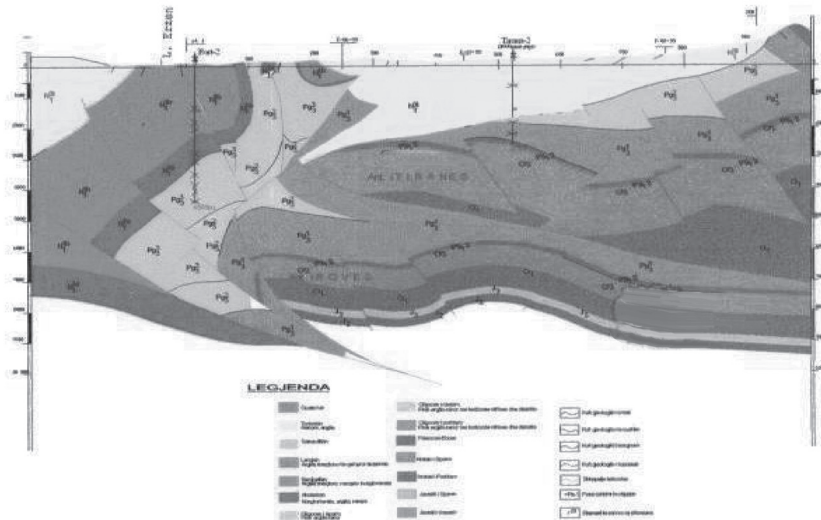


Figura 4. Profili gjeologjiko-gjeofizik i rajonit Rovë-Fortuzaj, në shkallë 1:50 000 (sipas Dode P., etj. 2004, Arshiva AKBN, Fier)

Figure 4. Geological-geophysical section in Rovë-Fortuzaj region, scale 1: 50 000. (after Dorre P., etc. 2004)

Në pjesën perendimore kjo linje antiklinale komplikohet tektonikisht dhe mbihipën drejt perëndimit duke paraqitur strukturat me asimetri lindore në thellësi për tavanin e gëlqeroreve. Në pjesën veriore të rajonit zhvillohet brahiantiklinali i Saukut nën mbihipjen e zonës Kruja (antiklinali i Tiranës) me pjesën pranë aksiale dhe periklinalin jugor jashtë këtij fronti ballor.

Fronti ballor i zonës tektonike Kruja hiqet në perëndim të antikalinit të Kozanit (pusi Pap-

4) harkon në veri në perëndim të antikalinit të Tiranës e më në veri në perëndim të antikalinit të Ishmit (pusi Preza I/s), dhe në lindje të pusit Adriatiku-2. Nga studimet (Yzeiri D., Silo V., Berberi A.,2004, arshiva AKBN, Fier) rezulton se dhe zona tektonike Kruja mbihypën në perëndim 15-20km duke maskuar zonën tektonike Jonike.

Fronti ballor i zonës tektonike orogjenike Jonike mbi basenin e Adriatikut Jugor (zona tektonike para Apuliane) kalon në

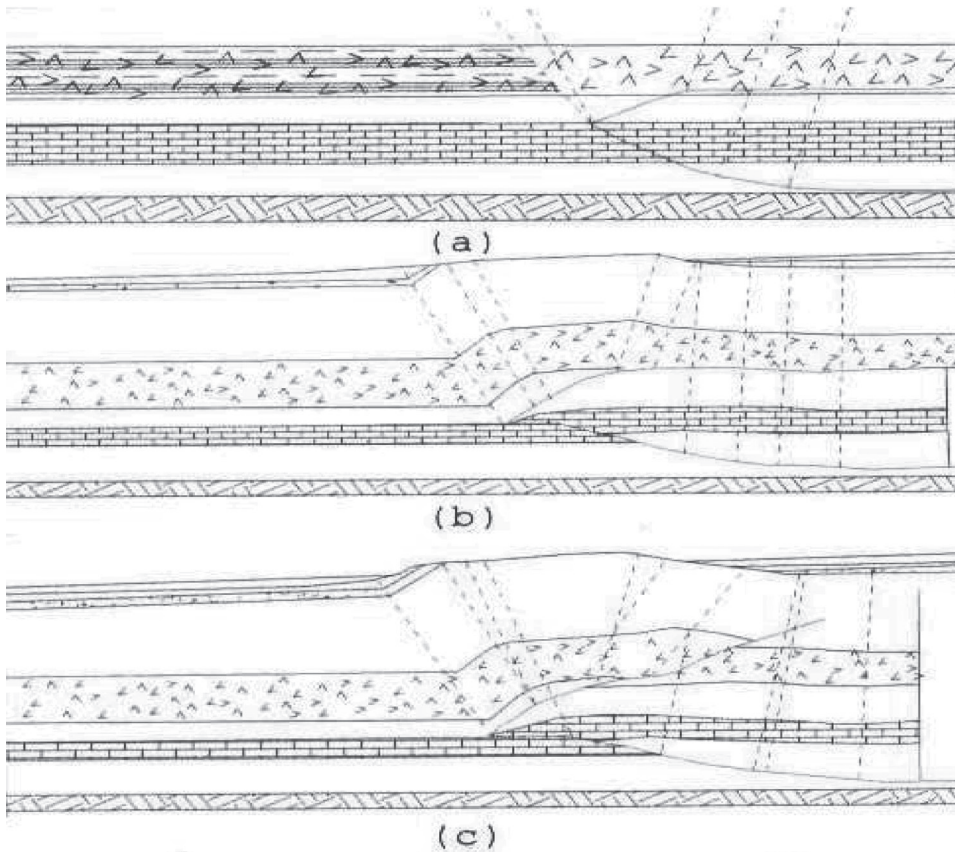


Figura 5. Stadet e zhvillimit progresiv të strukturave mbihypëse (Wedge structure-Strukturat Pykë)

Figure 5. Stage of progresiv evolution of wedge structure

perendim të Patos-Verbasit, në perëndim të pusit Peqin-2, në lindje të pusit Peza-1, në lindje të pusit Fortuzaj-2 më në veri drejt pusit Preza- 1/s dhe Adriatiku-2, duke iu nënshtrirë zonës tektonike Kruja.

Lëvizjet neotektonike kanë komplikuar marrdhëniet e strukturave duke krijuar prishje me plan renie prendimore, të shoqeruara me shqyerje e palosje të depozitimeve terrigjene në frontin ballor të strukturave karbonatike antiklinale, në kufinj të zonave ose brezave strukturo-tektonik.

Veprimi neotektonik i forcave dytësore me drejtim perendim-lindje ka shkaktuar komplikacione të tjera tektonike në rajon, si rezultat trashësitë e depozitimeve të moshave Oligocen i mesëm-Burdigalian janë dy dhe trefishuar (në ndryshim me trashësitë e njohura të tyre në pjesën

juglindore të rajonit). Kjo ka sjellë që edhe depozitimet flishore të Oligocenit të mesëm-të sipërm në rajonin Papër-Fortuzaj të kenë ngjashmëri më tepër me brezin antiklinal të Kurveleshit, pra të jenë formuar më në perendim të rajonit ku ato sot vendosen.

Faktoret strukturorë dhe mbulesorë mbështesin kërkimin e naftës në strukturat karbonatike të evidentuara në këtë rajon. Përparsi kërkimi, ka antiklinali i Paprit dhe brahiantiklianii i Saukut që rezultojnë të përgatitura nga kompleksi gjeologo-gjeofizik i punimeve.

Summary

Based on exiting regional studies and those of last years from foreign companies the region is studied better and are known some perspective structures such as Paper, Rove, Sauku, Pajuni etc.

The interpretation of seismic profiles showed a new opinion about the tectonic style, the existence of some overthrust structures, and finalized with the determination of structural position favorable for exploration of oil and gas.

Flysch deposits of upper Oligocene in the estern part of Rova anticline is developed reworking phenomenon.

It needs in the future some studies about geological boundaries because it is not in accordance with paleogeografical development of region.

Geological data support the exploration of carbonate structures within this region, first of all. Paper and Sauku anticlines.

The article serves as a reference work about the continuation of future studies on this region.

Conclusions

The execution of geophysical works in the region has made a step forward in the evolution of geological-tectonical and deep structural thought, by increasing interest in oil and gas research, especially in carbonatic structures observed at Papri and Rova, at which research wells Papri-4 and Rova-1 have been drilled.

Middle Aquitanian-Oligocene flysch and flyschoidal depositions ($Pg_3^2-N_1^1a$) are widespread in the superficial geological configuration of the region, as well as burdigalian marl depositions (N_1^1b).

According to biostratigraphic studies, there is intense redeposition on the upper Oligocene flysch depositions, on the eastern side of Rova anticline (superficial sections). This problem for the future poses the need of revising geological time boundaries of the eastern part of the region under study, as it fails to comply with the paleogeographical development of the region and that of the Ionian zone eastern part.

The Papri anticline, in accordance with its geotechnical and structural spatial position, is developed in the northwestern part of the Marak northern pericline, and in the northeast of Dumre salt diapir. It is overthrust by Kozani anticline in the eastern part (Kruja tectonic zone). Its southern pericline in depth (Elbasan field) is presumably covered by Dumre diapir (Keprok), impacted by Marak northern pericline. Papri anticline, 8 km long and 3, 5 km wide, extends southeast-north-northeast and its western part is complicated by tectonic disruptions.

North of Dumre salt diapir and anticline, the Pajun anticline is developed, and further on the north, there are the Rova anticline and Sauk brachyantocline. In its western part, this line of anticlines is tectonically complicated and overthrusts to the west. Thus, Sauk anticline is the northernmost part of said line, and it is covered by the southernmost pericline of Tirana anticline.

The frontal part of Kruja tectonic zone takes across the western part of Kozani anticline (well Pap-4), it overarches the Tirana anticline western part, and further on the north, it passes by Ishmi anticline western part (well Preza 1/s), and then it takes across the eastern part of well-Adriatiku 2.

Previous studies have shown that Kruja tectonic zone also overthrusts in the west by 15-20 km, covering the Ionian tectonic zone. The frontal part of the Ionian orogenic tectonic zone over the South Adriatic basin (pre-Apulian tectonic zone) passes west of Patos-Verbas, west of well-Peq-2, east of well-Peza-1, east of well-Fort-2, and further on the north towards well-Preza 1/s and well-Adriatiku-2, covered by Kruja tectonic zone.

Neotectonic movements have made structure connections complicated by creating

Prifti I., Dorre P.

disruptions with western declination angle of tectonic plan, attended by foldings of terrigenous depositions in the frontal part of anticline carbonate structures, in the border of structural-tectonic zones or belts.

The Neotectonic action of secondary forces, directed from west to east, has brought about other tectonic complications in the region, therefore resulting in double or triple thickening of Middle Oligocene – Burdigalian-age depositions (as opposed to their already-known thicknesses in the southeastern part of the region).

Oil researches are based on structure-related factors of carbonate anticlines. The most prepared anticlines, from a geological-geophysical study perspective, are the Papi anticline and the Sauk brachyanticline.

Referencat

- 1. BEZERJANO V., MIO I. (1986)** Ndërtimi gjeologjik dhe perspektiva naftë-gazmbajtëse e rajonit Fortuzaj - Rovë. 1986, *Arshiva AKBN, Fier*.
- 2. DANIEL J. TEARPOCK RICHARD E. BISCHKE (1991)** Applied subsurface geological mapping. *Englewood Cliffs New Jersey*
- 3. KOLAA., NAÇO P., LLUPI K. (1991)** Redaktimi i Hartave dhe pergjithesimi kompleks i rajonit veriu i Dumres-Fortuzaj, (sipas rezultatetve të punimit të kerkim-rilevim-përgjithësimit gjeologjik në shk. 1:25 000 të kryera gjatë vitit 90-91). *Arkiva AKBN, Fier*.
- 4. KURTESHI F., XHAVO A. (1991)** Stratigrafia dhe paleogjeografia e depozitimeve terrigjene të Oligocenit dhe Miocenit të poshtëm (përfshirë) në rajonin Papër-Rovë-Fortuzaj. *Arkiva AKBN, Fier*.
- 5. MUSKA K., PRIFTI I.,** Vlerësimi gjeokimik i depozitimeve flishore e flishoidale në rajonin Papër-Rovë-Fortuzaj. *Arkiva AKBN, Fier*.
- 6. MYFTARI S., PRILLO S., (2002)** Bashkëlidhja stratigrafike e prerjeve të plota sipërfaqësore ekzistuese me puset e kërkimit të shpuar në rajon e në afërsi të tyre për depozitimet nga Oligoceni në Pliocen (përfshirë) për gjithë zonën Jonike. *Arkiva AKBN, Fier*.
- 7. THOMAI L., PRIFTI V. (1991)** Ndërtimi gjeologjik dhe perspektiva naftë-gazmbajtëse e rajonit Pezë-Terbaç. *Arkiva AKBN, Fier*.
- 8. THOMAI L. ÇOLLAKU A. (1998)** Përgjithësimi gjeologo-gjeofizik i rajonit Papër-Kozan-Marak. *Arkiva AKBN, Fier*.
- 9. YZEIRI D., SILO V., BERBERI A. (2004)** Stili tektonik i zones -tektonik Kruja nga Elbasani deri ne Murriqan dhe vazhdimi i zones tektonike nen te. *Raport shkencor i projektit. Arshiva AKBN, Fier*.
- 10. DORRE P., SILO V., THOMAI L., MYFTARI S. MUSKA K. (2004)** Studim gjeologo-gjeofizik i rajonit Veriu i Dumres-Papër-Rovë-Fortuzaj për evidentimin e strukturave me perspektivë naftë-gazmbajtëse. *Raport shkencor i projektit. Arshiva AKBN, Fier*.

Sherbimi Gjeologjik Shqiptar

Buletini i Shkencave Gjeologjike

ISSN 0254-5276

viti i 28 (45) i botimit

Botimi i pare viti 1964 (Permbledhje Studimesh ISSN 0370-1638)

Shtypur ne shtypshkronjen "Ngjyrat e Kohes"