



Buletini i Shkencave Gjeologjike

1/2013

Buletin of Geological Sciences

REDAKSIA :

PROF. DR. ADIL NEZIRAJ-KRYEREDAKTOR
PROF. DR. ARJAN BEQIRAJ-ANETAR
DR. ARBEN PAMBUKU-ANETAR
ING. ABEDIN XHOMO-ANETAR
PROF. DR. ALEKS VRANAI-ANETAR
PROF. DR. ILIA FILI-ANETAR
ASS. PROF. DR. KUJTIM ONUZI-ANETAR
ING. SOKOL MARKU-REDAKTOR PERGJEGJES

ISSN 0254-5276

Veçoritë gjeokimike dhe petrogjenetike të shkëmbinjëve të formacionit vullkano-sedimentarë në zonën Mirdita Veriore
[*Geochemical and petrogenetic features, of the rocks in the North Mirdita volcano-sedimentary formation*]

Nezir Mekshiqi, Isa Haklaj 5 [23]

Tektonika aktive, gjeodinamizmi dhe sizmiciteti në rajonin Ballsh-Fier-Lushnje
[*Some features of active tectonics, geodynamism and seismicity in Ballsh-Fier-Lushnje region.*]

Petraq Naço, Edmond Dushi, Fatbardha Vinçani, Jani Skrami ... 27 [43]

Struktura reale e vendburimit të bakrit Golaj (Has), sipas të dhënave të Minierës (1986-1993), krahasuar me raportin gjeologjik të vitit 1977.

[*Real structure of the copper deposit Golaj (Has), according to the Mine (1986-1993), compared with the 1977 geological report.*]

Rakip Hysenaj, Viktor Cahani 47 [52]

Veçoritë hidrogeologjike të basenit të Dukagjinit, Kosovë
[*Hydrogeological characteristics of Dukagjini Basin, Kosovo.*]

Hazir Çadraku, Arjan Beqiraj 53 [65]

Geoparks, geomonuments and culture monuments of Korça County and their touristic values.

[*Gjeoparqet, gjeomonumentet dhe monumentet e kulturës në qarkun e Korçës dhe vlerat e tyre turistike.*]

Edlira Menkshi, Florina Pazari 67 [73]

VEÇORITË GJEOKIMIKE DHE PETROGJENETIKE TË SHKËMBINJËVE TË FORMACIONIT VULLKANO-SEDIMENTARË NË ZONËN MIRDITA VERIORE

NEZIR MEKSHIQI*, ISA HAKLAJ**

1. Hyrje

Për ofiolitet e Albanideve janë kryer studime të shumta mbi veçoritë petrologo-gjeokimike, metalogjenike, aspektet e ndërtimit strukturor dhe pozitën gjeotektonike të tyre. Si rezultat i këtyre studimeve dhe përgjithësimeve, janë sqaruar mjaft aspekte të gjeologjisë, strukturës, petrologjisë dhe metalogjenisë së ofioliteve të Albanideve. Brezi ofiolitik i Mirditës përbën një segment të rëndësishëm të ofioliteve Tetisiane mesozoike, duke ekspozuar një bashkësi ofiolitike të plotë të mantelit dhe të kores, ku mundë të themi se shërbejnë si një reper dhe kanë vlerën e një modeli stratigrafik ofiolitik për gjithë trevën mesdhetare. Nga ana tjetër potenciali i lartë metalogjenik i ofioliteve të Albanideve u jep atyre prioritet studimor dhe praktik.

Vështruar në rrafshin regional, ofiolitet e Albanideve pasqyrojnë një sërë ndryshimesh petrologjike, gjeokimike e metalogjenike, gjatë dhe kryq shtrirjes së tyre. Ofiolitet e tipit perendimor të Mirditës, OMP, kanë ngjashmëri me kurrizoret mezoqeanike, ndërsa ato të tipit lindor të Mirditës, OML, kanë afërsi me shkëmbinj të harqeve ishullore të papjekur, (Ohnenstetter M, 1985; Beccaluva L. etj. 1992). Në rastin e ofioliteve të Mirditës, ky aspekt petrologo-gjeokimik është evidentuar dhe trajtuar nga Shallo M. 1980, 1991; Turku I. 1981, 1992 etj.

Diferencat petrologjike dhe gjeokimike midis dy tipeve të ofioliteve spjegohen me mekanizmin e spredingut, gjatë fazës fillestare të dyshemesë oqeanike që ka prodhuar koren e tipit MORB, ndjekur prej fillimit të një zone subduksioni interoqeanik, që ka rezultuar me zhvillimin e kores të tipit SSZ (Kodra A. etj, 1982, 1994, 1995, 1996; Bortolotti etj, 1996, 2002, 2005; Shallo dhe Dilek, 2003; Dilek dhe Flower, 2003; Flower dhe Dilek, 2003; Beccaluva L, 1994; Mekshiqi N, 2001, 2007, 2008, 2010). Të gjitha këto modelet nxjerrin përfundimin e formimit të ofioliteve të Jurasikut të mesëm në Albanide, në kohë dhe mjedise tektonike të ndryshme.

Bazuar në studimet gjeokimike, Dilek Y. etj, (2008), propozon një model petrogjenetik të ri, në të cilin subduksioni ishte i rëndësishëm për evolucionin magmatik të ofioliteve të Mirditës. Ky model ndryshon prej interpretimeve të mëparshme, (Robertson dhe Shallo, 2000; Bortolotti etj, 2002;

Dilek dhe Flower, 2003; Flower dhe Dilek, 2003; Bortolotti etj, 2005; Mekshiqi, 2010), në të cilët llavat e tipit MORB dhe dajkat e OMP, janë atribut i një faze më të hershme të spredingut oqeanik, ndërsa sequenca vullkanike heterogjene e OML dhe karakteri dominues i tyre me trend IAT, janë interpretuar si magmatizëm i zonave të subduksionit intraoqeanik. Në këtë model (Dilek Y. etj, 2008), OMP dhe OML zhvillohen nëpërmjet një evolucioni progresiv të MORB dhe IAT në magma boninitike, mbi një zonë subduksioni me rënje perendimore, e cila pëson tërheqjen shpejt të pllakës gjatë dhe pas fillimit të subduksionit. Magmat boninitike të stadeve të fundit në Ofiolitet e Mirditës pranohen të prodhuara prej shkrirjes së pjesëshme relativisht të lartë, në kushte hidrike të një peridotiti ultrarefraktar, gjatë një evolucioni të shpejtë të sipërsduksionit të pykës mantelore.

Në këtë artikull prezantojmë të dhëna të reja gjeokimike për magmatizmin më të hershëm, (Triasik i mesëm -Jurasik i poshtëm (β T₂-J₁), i cili i përket fazës së riftëzimit, që përfaqësohet me formacionin vullkano-sedimentar dhe që përhapet në periferi të ofioliteve, me qëllim ndërtimin e evolucionit petrogjenetik dhe gjeokimik të zhvillimit të tij. Studimet tona janë bazuar në një dokumentacion sistematik gjeokimik të detalizuar të strukturës dhe të stratigrafisë së vullkaniteve të formacionit vullkano-sedimentarë. Ky formacion karakterizohet nga veçori gjeokimike ndërmjetëse të tipit MORB, WPB. Kjo kore oqeanike përfaqëson fazën sinriftore më të hershme të ofioliteve dhe evidenton tipare të qarta MORB-N dhe WPB, ndërsa në statet më të avancuara të oqeanizimit të basenit dhe formimit të ofioliteve të Mirditës perendimore, OMP, korja oqeanike ka afinitet me MORB.

Në bëjmë interpretimin tonë petrogjenetik dhe gjeokimik për të ndërtuar një model gjeodinamik regional për evolucionin tektonomagmatik të Ofioliteve të Mirditës gjatë riftëzimit, brenda neoTetisit mesozoik deri në spredingun gjatë fazës fillestare të dyshemesë oqeanike, që ka prodhuar koren e tipit MORB.

Në mënyrë të përgjithësuar, në përpjekjet tona për të rikonstruktuar historinë gjeodinamike, argumentojmë supozimin se riftëzimi kontinental, i ndodhur gjatë Triasik-Jurasikut të hershëm, vazhdoi me spredingun oqeanik në J₂-J₃, që çoi në formimin e Oqeanit të Mirditës, të

*Instituti i Gjeoshkencave, Energjisë, Ujit dhe Mjedisit, Tiranë

** Shërbimi Gjeologjik Shqiptar.

ngjashëm me tipin e detit të Kuq, të lokalizuar midis mikrokontinentit të Korab-Pelagonisë në lindje dhe mikroplakës Apuliane në perëndim. Të dhënat gjeologjike dhe strukturore mbështesin faktin se oqeani i zonës Mirdita u krijua në strukturën grabenore të kësaj zone, duke saktësuar ekzistencën e pavarur të këtij oqeani nga ai i Vardarit.

Në këtë artikull nuk do të trajtohen të dhënat studimore të ofioliteve të zonës Mirdita Perendimore dhe Lindore, sepse ato do të trajtohen në vazhdim, në artikuj të tjerë.

2. Mjedisi gjeologjik dhe tektonik i vendosjes së formacionit paraofiolitik vullkano-sedimentar, (βT_2-J_1)

Vullkanizmi paraofiolitiki Triasikut të mesëm-Jurasikut të poshtëm (βT_2-J_1), përfaqësohet

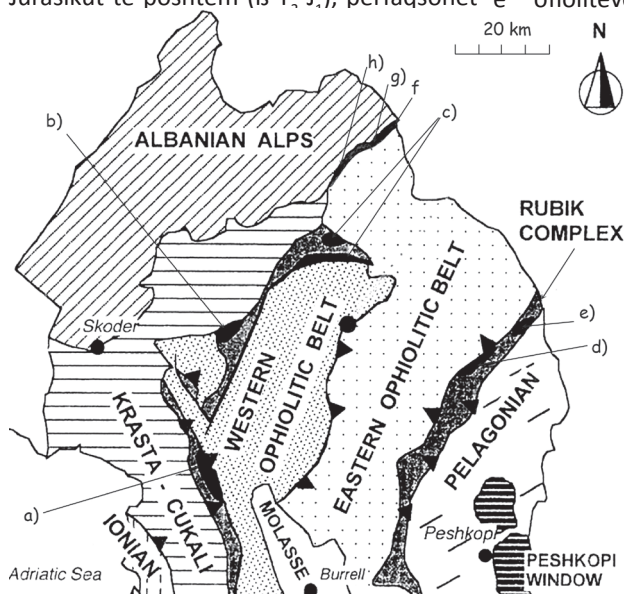


Figura 1. Harta skematike e mjedisit gjeologjik dhe tektonik të Albanideve Veriore.

Figure 1. Schematic maps of geological and tectonic environment of North Albanides.

a) Rubik; b) Karma; c) Porav-Miliska; d) Surroj; e) Gjegjan; f) Gegaj; g) Kerrnajë; h) Markaj).

me formime vullkanike të formacionit sinrifitor paraofiolitik vullkano-sedimentar, që takohet në periferinë perendimore, (Kamenicë-Kerrnajë, Kashnjet-Reja e Velës-Rubik etj) dhe atë lindor (Morinë-Gjegjan-Surroj, Arrën, Lurë), të brezit ofiolitik Jurasik të Albanideve Veriore (figura 1).

Ky formacion vendoset në periferi dhe në dyshe të masivëve ofiolitik të Jurasikut të mesëm, me marrdhënje tektonike. Këto formacione bashkëshoqërohen nga

formacioni i shtrojës metamorfike të Jurasikut të mesëm (μJ_2).

Pozicioni strukturor i formacionit vullkano-sedimentar është mjaft i qartë në terren. Ai paraqitet në trajtën e dy brezave, në të dy krahët e zonës Mirdita, me vendosje tektonike mbi melanzhin "bllaqe në matriks" të pjesës së sipërme të formacioneve karbonatike e karbonato-silicore Triasiko-Jurasike dhe poshtë masivëve ofiolitik të Jurasikut të mesëm (figura 1). Gjatë zgjerimit oqeanik të Jurasikut të mesëm, formacioni vullkano-sedimentar (βT_2-J_1), është vendosur në periferi të basenit oqeanik, në të dy krahët e tij. Në vijim, me vendosjen e regjimit konvergjent dhe zhvillimit të subduksionit intraoqeanik, me formimin e ofioliteve lindore, SSZ, formacioni vullkano-sedimentar është mbuluar prej litosferës së re oqeanike Jurasike, si rezultat i paleovendosjes dyanësore intraoqeanike (figura 1) dhe fenomenit të obduksionit në të dy krahët e skajeve pasive kontinentale.

Në të dy krahët dhe në bazamentin e formacionit paraofiolitik vullkano-sedimentar (βT_2-J_1), me vendosje tektonike, kanë shtrirje të gjërë formacionet kryesisht karbonatike, të cilat gjatë evolucionit Triasiko-Jurasik kanë ndërtuar dy buzë të Mirditës kontinentale (MK), të basenit oqeanik Mirdita. Ata kanë ndërtim shumë të ngjashëm midis tyre. Buzët kontinentale kanë përfaqësuar basen-shpate me kore të hollë kontinentale.

Formacioni vullkano-sedimentar, në aspektin regional, përfaqëson një formacion gjeologjik me tipare specifike, në kuadrin e teorisë së pllakave, që shtrihet disa qindra kilometra në Shqipëri dhe në Kosovë.

Në kuptimin më të gjërë të fenomenit të formimit dhe të interpretimit ofiolitik, formacioni vullkano-sedimentar konsiderohet si përbërësi më i hershëm i vet ofioliteve të Shqipërisë. Vullkanizmi i këtij formacioni ka patur përbërje kryesisht

bazike, me natyrë prurje pulsive, i shoqëruar me sedimentim pelagjik, në kushte të një baseni të ngushtë sinriftor, ku intensiteti i veprimtarisë vullkanike në shtrirje, ka qënë i ndryshëm.

Formimi i formacionit vullkano-sedimentar është shoqëruar me veprimtari intensive hidrotermale dhe me sedimentim të sulfureve masive, në trajtën e trupave xeherorë, konkordantë, pseudoshtresorë-thjerzorë, që janë përbërës të prerjes së këtij formacioni, (vëndburimet e njohura të Rubikut, Gjeganit, Poravit, Palajt etj).

Të dhënat e përcaktimeve të radiolariteve të ndërshtresave silicore radiolaritike të këtij formacioni, datojnë një interval të gjërë moshorë, nga Ladiniani në Jurasik të poshtëm (Kodra, 1995). Në bazë të stratigrafisë së radiolariteve, kjo sekuencë ka qënë datuar si e kohës së Triasikut të mesëm dhe të sipërm, (Bortolotti etj., 1996; 2002; Chiari etj, 1996). Kohët e fundit këto formacione janë datuar si të T_2 - T_3 (Chiari M. etj, 2004; Bortolotti V. etj, 2004).

Mosha më e vjetër e sekuencës silicore radiolaritike, e evidentuar deri më sot në formacionin vullkano-sedimentar të periferisë së ofioliteve, është Fassaniani, (në vëndburimin e Rubikut, në silicorët radiolaritik, që janë pranë mineralizimit të bakrit masiv sulfid, ku cilësohet Fasiniani i hershëm (Chiari M. etj, 1996). Si kufi i sipërm moshor i formacionit vullkano-sedimentar është pranuar Jurasiku i poshtëm, megjithëse për të mungojnë të dhënat biostratigrafike. Nisur nga kjo supozohet se stadi i parë i zgjërimit oqeanik ka filluar gjatë T_2 , ka vijuar gjatë T_3 dhe ka përfunduar gjatë J_1 , duke i lënë vëndin stadi të dytë të zgjërimit oqeanik dhe formimit të ofioliteve të Mirditës Perendimore (OMP).

Gjykuar mbi bazën e të dhënave të përgjithëshme gjeologjike dhe e argumentuar edhe me elementë strukturorë, të matur në formacionin vullkano-sedimentar, (si konkaviteti i llavave jastekore, pozicioni i bazalteve dhe i amfiboliteve në prerje), rezulton se pjesa më e poshtëme e këtij formacioni është vendosur pranë ballit të vendosjes (obduksionit), mbi buzët kontinentale pasive, ndërsa nivelet ose sekuencat e sipërme në prerje, vendosen në kontakt me bazën e masivëve ofiolitik Jurasik, që

shprehet edhe me praninë e formimit të formacionit të shtrojës metamorfike (μ s- J_2).

Vihet re se edhe në rastin e përmbysjeve të strukturave për shkak të rrudhosjeve dhe të mbihypjeve, bazuar në konkavitetin e llavave jastekore dhe pozicionin e amfiboliteve në kontakt me bazën e masivëve ofiolitik Jurasik, mund të gjykojmë për ndërtimin e prerjeve vullkano-sedimentare, si në Karmë, Porav-Miliska, Gjegan, Rubik.

3. Gjeologjia e Vullkanizmit paraofiolitik vullkano-sedimentar, (β T_2 - J_1)

Tiparet themelore të ndërtimit të formacionit vullkano-sedimentar, (β T_2 - J_1) dhe drejtimet e kërkimit të mineralizimit të bakrit të pasur janë trajtuar në një një numer të madh studimesh (Bakalli F. etj, 1985; Bakalli F, 1989; Bakalli F, etj, 1996; Bezhani V. etj, 1975, 1980, 1989, 1990; Boshnjaku B. etj, 1986; Haklaj I, 1985; Haklaj etj, 1986; Haklaj I. 2012; Hoxha L, 1982; Hoxha L. etj, 1983, 1995, 2000; Kodra A, 1976; Kodra A. etj, 1984, 1988: 1995; Milushi I, 1996; Papa S. & Haklaj I, 1984; Shallo M, 1967, 1968, 1970,a; 1980; Turku I, 1992; Zaçaj M. etj, 2001). Ato hollësisht trajtohen në studimin me titull "Gjeologjia dhe metalogjenia e mineralizimeve sulfure të bakrit të Shqipërisë, (Zaçaj M. etj, 2001). Bazuar në studimet regionale dhe studimet e imtësuar petrografike dhe petrokimike, formacioni vullkano-sedimentar lidhet me një evolucion kompleks, i formuar në mjedise të zonave të rifteve kontinentale, që ka ndodhur gjatë T - J_1 , që vazhdoi me spredingun oqeanik në J_2 - J_3 që çoi në formimin e Oqeanit të Mirditës, të ngjashëm me tipin e detit të Kuq, të lokalizuar midis mikrokontinentit të Korab-Pelagonisë në lindje dhe mikropllakës Apuliane në perendim. Ai përfaqshohet nga llava jastekore bazaltike me afinitet MORB-N, të ndërthurura me rryma llavore, e më rrallë shkëmbinjë piroklastikë bazaltikë, të cilët janë të nderthurur me silicorë radiolaritikë, rreshpe silicore-argjilore dhe disa herë gëlqerorë pllakorë pelagjik. Në Porav, Arst, midis bazalteve të tipit MORB-N takohen dhe pikrite, (Kodra A. 1976, 1976,a). Përbërësit e tjerë të formacionit vullkano-sedimentar, si silicorët radiolaritikë dhe shistet argjilo-

silicore, zënë volume më të vogla (Porav, të tyre, (si gëlqerorë pllakorë pelagjik, Karmë, Rubik, Pregjë, Gegaj), por ka shistet argjilo-silicore dhe silicorët), janë dhe sektorë si Gjegjani, Markajt, Begajt, mbizotëruese në këto prerje.

Kernaja, ku sequencat sedimentare në Shkëmbinj të vullkanikë, përbërës të prerjet e formacionit vullkano-sedimentar formacionit vullkano-sedimentar, përbëjnë

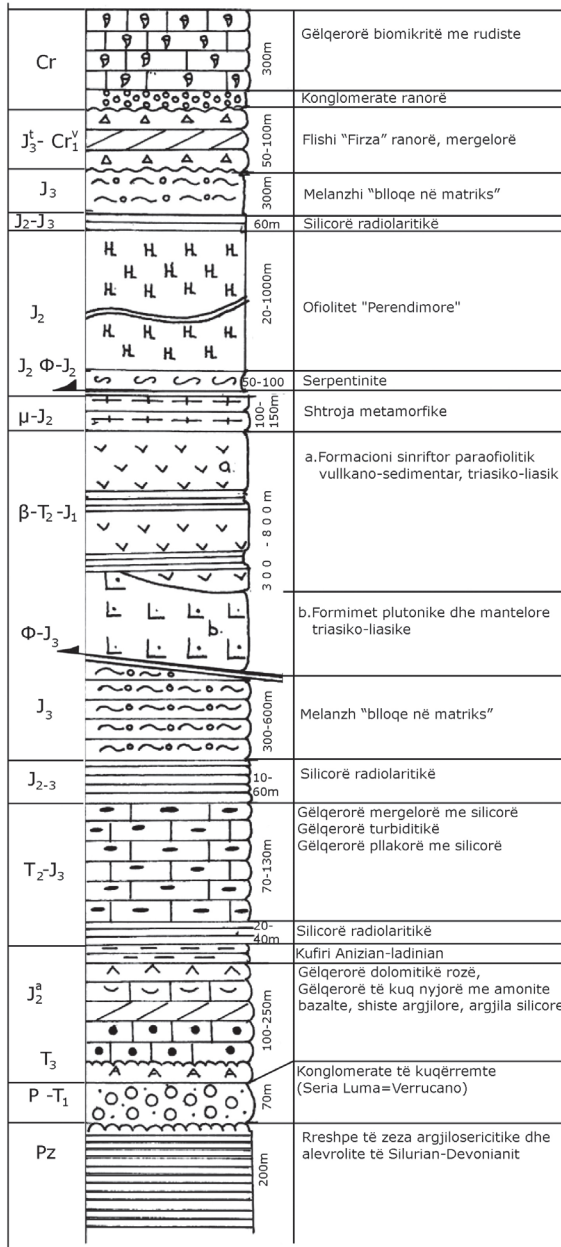


Figura 2. Kolona litologjike e përgjithësuar, e formacionit vullkano-sedimentar, në marrdhënie me ofiolitet e tipit perendimor dhe skajet pasive kontinentale.

Figure 2. Generalized lithological column, the vullkano-sedimentary formation in relations with Western-type ophiolites and passive continental margins.

nga 20-30 % deri në 70-80 % të prerjes së këtij formacioni, trashësia e të cilit arrinë deri në 600-800 ml (në Gegaj rreth 600 ml, në Begaj rreth 800 ml, në Karmë 500 ml, Porav 800 ml, Rubik-Pregjë 300 ml, Gjegjan, Derstilë 200 ml).

Në zonat e kontaktit me shkëmbinj të ultrabazikë të ofioliteve Jurasike, zakonisht takohen shkëmbinjë metamorfikë subofiolitike, ndërsa në zonën e kontaktit tektonik me gëlqerorët e periferisë platformike, takohet melanzhi ofiolitik heterogjen ose melanzhi tektonik homogjen.

Në prerjet e Poravit (Përroi i Magjypit), në pjesën e poshtëme të formacionit vullkano-sedimentar, takohen 100 m bazalte masive ku mbi to gjenden bazalte të llavave jastekore me ndërshtresa silicore-radiolaritike dhe argjilo-silicore. Më lart shfaqen pikritet dhe mbi to gjenden përsëri bazalte të llavave jastekore, që kontaktojnë me masivin ofiolitik të Tropojës. Trashësia e bazalteve radiolaritike është deri 800 ml. Konkaviteti i llavave është normal, me rënje lindore, me kënde 40-60°. Këto prerje janë studiuar më parë dhe janë përshkruar nga studiues të njohur regional, (Kodra A, 1976; 1976,a).

Në Gjegjan takohet një tip tjetër prerje, ku sequencat shkëmbore sedimentare mbizotërojnë mbi ato vullkanike (Bezhan V. etj, 1975, 1989; Kodra A, 1986; Mekshiqi N. etj, 2012). Prerja e Gjegjanit interpretohet e përmbysur.

Vihet re se mbi melanzhin “bloqe në matriks”, me thjerza të trasha mergëlore, vendoset tektonikisht formacioni vullkano-sedimentar, i cili përfaqshohet nga bazalte, rreshpe të zeza argjilo-silicore, trupa sulfidë masivë me pirit-kalkopirit, silicorë radiolaritikë dhe argjilo-silicorë me ngjyrë të gjelbër dhe rreshpe argjilo-silicore. Pranë kontaktit me harzburgitet, shfaqen shtroja metamorfike ku vet harzburgitet, në kontakt, paraqiten të rreshpëzuara. Siç thamë, prerja është interpretuar e përmbysur, gjë që vihet re edhe në llavat jastekore të bazalteve, pranë trupit xeheror, që paraqiten të përmbysura (Kodra A, 1976; 1986; Bezhani V, etj, 1989), ashtu dhe në interpretimet e shpimeve, (projekti i vitit 1984), ku një pjesë e të cilëve, pasi kanë përshkuar formacionin vullkano-sedimentar, kanë kaluar në melanzhin “bloqe në matriks”, (Kodra A. dhe Duli F, 1997), prerje e plotësuar dhe e përgjithësuar më vonë me të dhëna të reja nga terreni, (Mekshiqi N. etj, 2011; 2012). Në figurën 2, jepet kolona litologjike e përgjithësuar, e formacionit vullkano-sedimentar, në marrëdhënje me ofiolitet e tipit perendimor dhe me skajet pasive kontinentale.

Të dhënat analitike të derisotme nga vullkanitet e FVS, tregojnë se ata në masën dërmuese janë të tipit MORB-N, të gjeneruar në kurrizore mesoqeanike dhe një pjesë e tyre klasifikohen si të tipit WPB, (brënda pllakës). Pra FVS përfaqëson kryesisht një formim oqeanik (Milushi I, 1996; Hoxha L, 1995; Kodra A. etj, 1994, 1995), ndërsa vullkanitet paraqiten si të tipit WPB, që i përkasin stadeve të fundit të riftëzimit kontinental, që parapriu çarjen e kores kontinentale gjatë fundit të Anizianit. Për tu diskutuar mbetet çështja se cila ka qenë prerja intruzive poshtë FVS. Disa fragmente ultrabazike dhe gabrore, që takohen në disa rrajone të përhapjes së FVS, janë interpretuar si fragmente mantelore dhe plutonike, që sot janë vendosur tektonikisht, së bashku me FVS, mbi buzët kontinentale pasive, (Hoxha L, 1995; Kodra A, etj, 1994, 1995). Saktësimi i këtij problemi kërkon studime të mëtejshme.

Theksojmë se mbi sektorët e kufizuar periferikë, ku FVS ka mbetur i pambuluar nga luspata intra oqeanike të ofioliteve të Jurasikut të mesëm, ashtu si dhe

mbi masën ofiolitike Jurasike dhe mbi formacionet karbonatike platformike të buzëve kontinentale pasive, depozitohen silicorë radiolaritikë dhe melanzhi, “bloqe në matriks”.

Petrografia

Në vullkanitet e serisë së FVS janë marrë kampione si në: Gegaj, Kernajë, Begaj, Porav, Miliska, Palaj, Druve, Perroi i Magjypit, Porav, Gjegjan, Rubik, (Gjata K. etj, 1995; Mekshiqi N. etj, 1992, 2005, 2010; Neziraj A, 1992; Bortolotti V. etj, 2004; Milushi, 1996). Karakteristikat petrografike të bazalteve dhe përbërja kimike e tyre, si dhe historia e ftohjes së tyre, është bazuar në përgjithësimet e studimeve të mësipërme, të kryera në vite dhe në të dhënat e viteve të fundit të fituara nga vrojtimit regjionale, (Mekshiqi N, 2010; Mekshiqi N. etj, 2011, 2012).

Nga këto studime del e qartë se shkëmbinjtë vullkanikë bazikë që marrin pjesë në këtë seri, përfaqshohen nga diabaze (bazalte), mikrodiabaze, hialobazalte variolitike deri xhame bazaltike, më rrallë bazalte olivinike, porfirite bazaltike, bazalte me titanaugit, me natyrë të freskët ose që paraqiten të kloritizuar, epidotizuar, karbonatizuar ose prenitizuar. Në disa raste të rralla takohen hialoandezite-bazalte bajamore e tufe me përbërje mesataro-acide. Proçeset e ndryshimit përfshijnë transformimin e mineraleve të masës kryesore si: klinopirokseni në klorit dhe tremolit, plagioklazi në albit dhe kalcit; damarza të dimensioneve të ndryshme mbushin venat me lëndë kuarci ose kalciti që vihen re në shumë mostra gjatë studimit me shlife. Shumica e bazalteve të studiuara janë afirike, me ndërtim ofitik kristal-imët dhe sub-ofitik, më rrallë intergranular, në masën kryesore, në të cilën janë takuar mikrolitet e plagioklazit dhe më rrallë të klinopiroksenit. Në disa mostra takohet struktura doleritike kokërrtrashë me plagioklaz euhedral dhe klinopiroksen subhedral. Fazat e mineraleve aksesore janë paraqitur prej oksideve me strukturë intersertale të Fe-Ti.

Karakteristikat petrografike të bazalteve dhe historia e ftohjes së tyre, reflektojnë tekstura të ftohjes së shpejtë, të shpërthyer në një mjedis ftohje nëndetar. Olivina

dhe plagjioklazi kalciumor janë mineralet fillestar të kristalizimit, ndjekur prej augitit dhe oksideve të Fe-Ti. Ndodhja e olivinës si fazë likuide, është në përputhje me modelin e petrogjenezës së MORB, ku përfshihet dhe fraksionimi i olivinës prej një magme primare më pikritike. Plagjioklazi ka përbërje të tipit anortit (An_{80-85}). Klinopirokseni ka përbërje diopsid-augit, augit deri në titanoaugit. Fenokritalet e klinopiroksenit të augitit diopsidik, kanë këtë përbërje kimike: Wo_{35} .

$40En_{50}Fs_{10-15}$.

Bazaltet porfirike janë të zakonëshme dhe mundë të jenë akumuluar në një burim, që në fazat më të hershme të akumulimit, gjatë lëvizjes nga thellësia e segregimit, për në sipërfaqe. Ansamli i fenokristaleve më të zakonëshme që vërehen janë: olivina, plagjioklazi, augiti. Fenokristalet e augitit janë më të rralla dhe zakonisht gjenden në llojet shkëmbore të pasura me olivinë dhe plagjioklaz.

Në bazaltet e WPB të FVS dhe në bazaltet e ofioliteve të tipit perendimor, (MORB-N), ose ndryshe MORB normale, plagjioklazi vihet re se është zakonisht faza e fenokristaleve dominuese, i shoqëruar nga olivina. Kjo mendojmë se reflektohet edhe në përbërjen e magmave dhe kushtet e kristalizimit sipas mjedisve gjeodinamike të formimit.

Në përgjithsi vihet re që ekziston një korrelacion negativ midis përmbajtjes së anortitit (An) në plagjioklazin e formuar herët dhe kufijve të hapjes gjatë riftëzimit dhe kurrizoreve. Kufijtë e Pacifikut Lindor me hapje të shpejtë, kanë përbërje plagjioklazi në sasinë An_{56-88} , ndërsa kurrizoret Mezo-Atlantike, me hapje të ngadalëshme, kanë fenokristale plagjioklazi më kalciumore,

An_{75-92} , që tregojnë për shpejtësi të vogël hapjeje. Kjo mbështetë faktin që bazaltet e EPR (East Pacifik Ridge), janë më të evoluara se sa bazaltet e MAR (Middle-Atlantic-Ridge). Në bazaltet e formacionit vullkano-sedimentar dhe në bazaltet e ofioliteve të Mirditës perendimore, fenokristalet e plagjioklazit janë më kalciumore (An_{80-85}), që dëshmon se janë bazalte të formuara në mjedise riftëzimi dhe kurrizoreve me hapje të ngadalëshme, që paraqiten më pak të evoluara, analoge me MAR. Amfiboli është shumë i rrallë, i vrojtuar vetëm në bazaltet me afinitet alkalior dhe në gabrot kumulate të OMP dhe OML.

Nga llogaritjet petrokimike normative me metodat Lavaklas, rezultojnë se mineralet shkëmbformues kryesorë janë: plagjioklazi bazik i llojit An_{80-85} , me përmbajtje që arrijnë nga 16-47.2 % (mesatarisht 27-29 %), pirokseni monoklin i tipit diopsid-augit, që përbën nga 14.4-41.9% të masës së shkëmbit, olivina e tipit Fo_{76-85} që arrijnë në vlerat 7.5-20.7 % të masës së shkëmbit. Përbërja e fenokristaleve të olivinës ndryshon në sasi prej Fo_{76} në bazaltet dhe ferrobazaltet, në Fo_{91} në llojet më pikritike. Ajo është përgjithsisht euhedrale në trajtë kristallore, duke u bërë më euhedrale në shkëmbinjtë e pasur në piroksen. Një fazë shpinelore është e zakonëshme në llojet më pikritike dhe bazaltet e pasura në olivinë, shpesh duke u ndodhur si inkluzione të vogla brënda olivinës. Kjo është shumë më e rrallë për bazaltet e pasur në plagjioklaz. Si minerale aksesorë takohen manjetiti, ilmeniti e apatiti. Tekstura dhe raportet modale të mineraleve të mësipërme ndryshojnë gjërësisht si për bazaltet e FVS edhe për bazaltet e ofioliteve të tipit MORB të Mirditës perendimore, dhe kjo me sa duket është e lidhur me shkëmbinjtë me origjinë kryesisht kumulate të formuar për fraksionim.

Duke u bazuar në të dhënat petrografike, petrokimike dhe veçoritë petrologjike, në përgjithësi rezultojnë se vullkanitet e serisë vullkanogjene janë të tipit të kurrizoreve mezoqeanike, dhe ngjasojnë me vullkanitet bazike të brezit perendimor të tipit MORB-N.

4. Gjeokimia e Vullkanizmit paraofiolitik vullkano-sedimentar, ($\beta T_2 - J_1$).

4.1. Seria e magmave karakteristike

Bazaltet e vullkanizmit paraofiolitik kanë afinitet të kurrizoreve mezoqeanike (MORB) dhe janë të fushave subalkaline me K të ulët ($K_2O < 0.4$ %), ose të fushave të toleiteve abisale, duke u bazuar në klasifikimin kimik: SiO_2 % peshore në varësi K_2O % peshore, SiO_2 vs Na_2O (sipas Middlemost, 1975). Në diagramën kimike SiO_2 vs $Na_2O + K_2O$ % peshore (Cox etj, 1979) (figura 3) ato bien në fushat e bazalteve subalkaline ose toleitike, ku linja e ndarjes midis serisë së magmave alkaline dhe subalkaline është dhënë sipas Miyashiro-1978, vizatuar me pika.

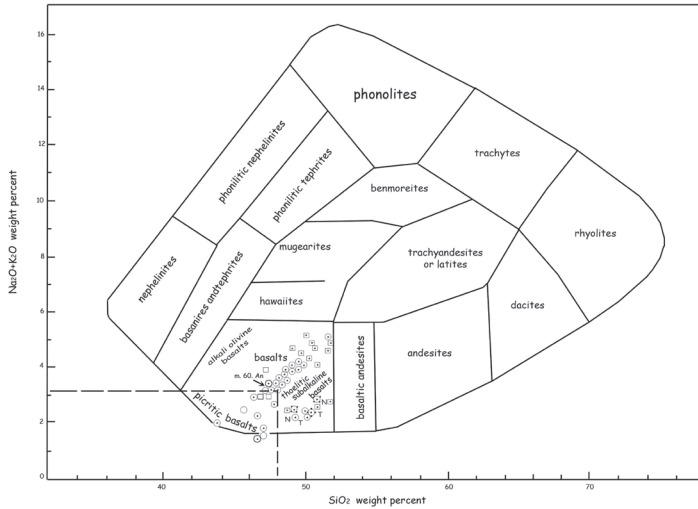


Figure 3. Diagrama kimike SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ % peshore (Cox etj, 1979).
Figure 3. Chemical diagrame SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (% peshore (Cox etj, 1979).

Në diagramën kimike (figura 4), jepet modeli SiO_2 vs $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ i bazalteve të FVS. Të gjithë bazaltet e FVS modelohen në fushën toleitike. Rraporti mesatar i $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ për 61 analiza është 1,22. Permbajtja mesatare e SiO_2 për 61 analiza është 48,60 %. Në diagramë vihet re gjithashtu

se mesatarja e bazalteve të FVS modelohet në fushat tipike të toleitëve abisale. Në diagramën SiO_2 vs $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$, të gjithallavat bazaltike të formacionit vullkano-sedimentar (FVS) dhe ofiolitet e Mirditës perendimore (OMP), modelohen në fushat subalkaline ose toleitike.

Ne mendojmë se seria e magmave karakteristike që ka shërbyer për formimin e FVS dhe kores oqeanike të ofiolitëve të tipit perendimor të Mirditës, OMP, janë funksion i përbërjes mineralogjike të burimit mantelor, shkallës së shkrirjes së pjesëshme të tij dhe mjedisit gjeodinamik të formimit

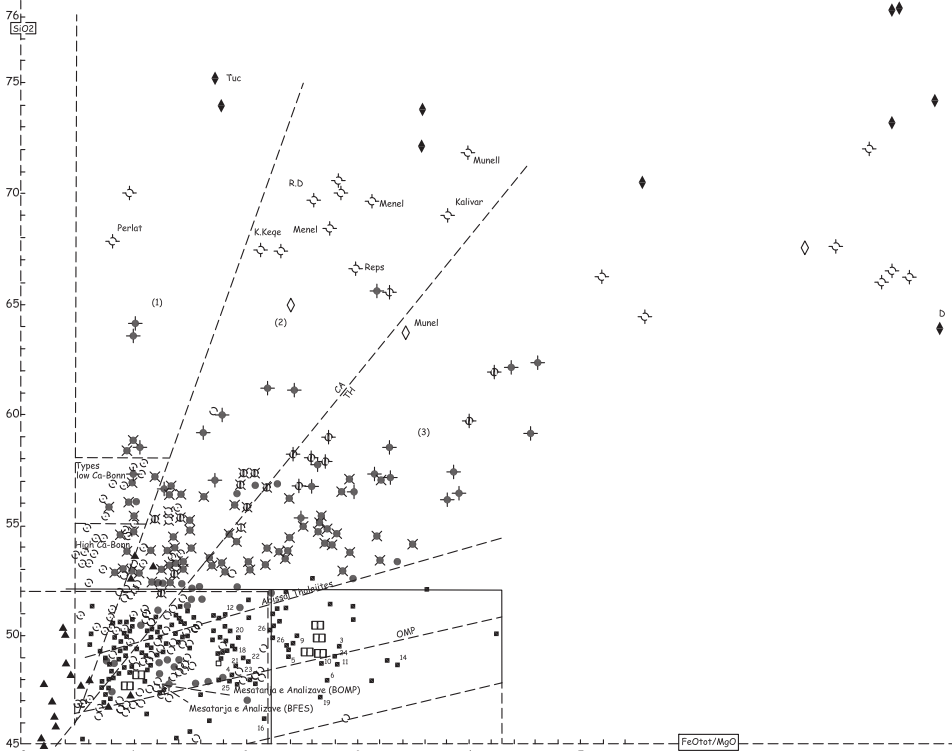


Figure 4. Modelimi i SiO_2 vs $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ i bazalteve të FVS, (rrathet).
Figure 4. SiO_2 vs $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ modeling for basalts of VSF (circles)

të vullkaniteve.

4.2. Karakteristikat e elementëve kryesorë dhe gjurmë.

4.2.1. Elementët kryesorë

Studimet e hershme të MORB kanë pranuar përbërjen uniforme të tyre, por që nga viti 1970 janë vrojtuar ndryshime të rëndësishme gjeokimike në bazaltet e tipit MORB, duke paraqitur një shumëllojshmëri të proceseve magmatike dhe një burim regjional heterogjen mantelor, (Schilling etj, 1983; Le Roex etj, 1983; Le Roex, 1987).

Përmbajtjet e elementëve kryesorë (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , H_2O dhe elementët gjurmë janë dhënë në tabelën nr. 1. Shkëmbijtë vullkanikë të formacionit sinriftor vullkano-sedimentar që takohen në periferinë lindore dhe perendimore të brezit ofiolitik të Shqipërisë, përbëhen kryesisht prej bazalteve me SiO_2 46-51 % dhe TiO_2 të lartë (0.7- 2.5 %), me afinitet MORB. Duke ju referuar tabelës nr. 1, vëmë re se elementët që janë konsideruar relativisht të pamobilizuar, gjatë proceseve të ndryshimit (Pearce dhe Norry, 1979), tregojnë një afinitet të një kurrizoreje mezoqeanike (MORB) të qartë, me TiO_2 0.88-2.8%; P_2O_5 0.07-0.2%; V 190-424 ppm, Zr 51-164 ppm, Y 23-63 ppm, Ti/V 22-38 dhe Zr/Y 2-4, që janë në kufijtë e bazalteve ofiolitike tipike, me Ti të lartë të tipit MORB, (bazuar në klasifikimet e Pearce dhe Norry, 1979).

Duke ju referuar mesatares të 61 analizave kimike të bazalteve, kemi këtë përbërje: SiO_2 48.6 %, TiO_2 1.3 %, Al_2O_3 16.03 %, FeO_{tot} 10.36 %, $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}=1.22$, MnO 0.20 %, MgO 8.47 %, CaO 11.61 %, Na_2O 2.82 %, K_2O 0.42 %, P_2O_5 0.12 %.

Elementët gjurmë kanë vlera: Ni 266ppm, Cr 372ppm, Co 89, V 264, Zr 82, Y 26. Ato janë bazalte tipike tolelitike abisale të kurrizoreve mezoqeanike, me përmbajtje të ulët të K_2O < 0.4 % dhe me përmbajtje të SiO_2 që lëvizë

në kufijtë 47-51 %, në bazaltet e freskëta. Rraportet $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ lëvizin zakonisht në kufijtë 0.7-2,2 që vihet re në diagramën e figures 4.

Në këtë digramë vihet re se shumica e toleliteve abisale të FVS shfaqin vlera të rraporteve $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO} < 1,7$ dhe vlera të $\text{SiO}_2 < 51\%$. Vetëm disa bazalte të fraksionuara

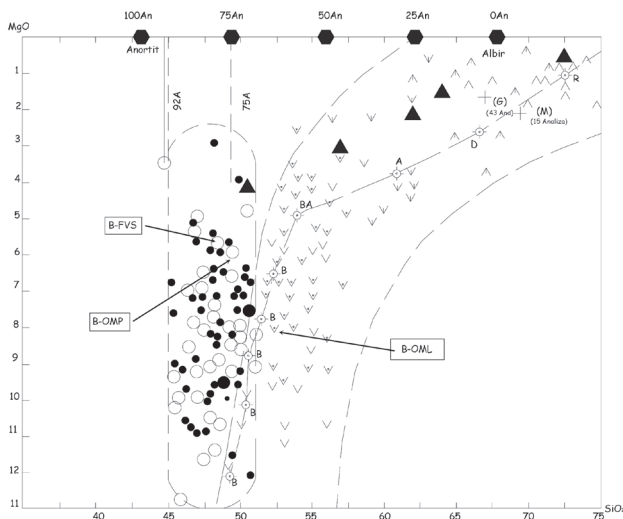


Figura 5. Diagrama kimike MgO vs SiO_2 (% peshore)

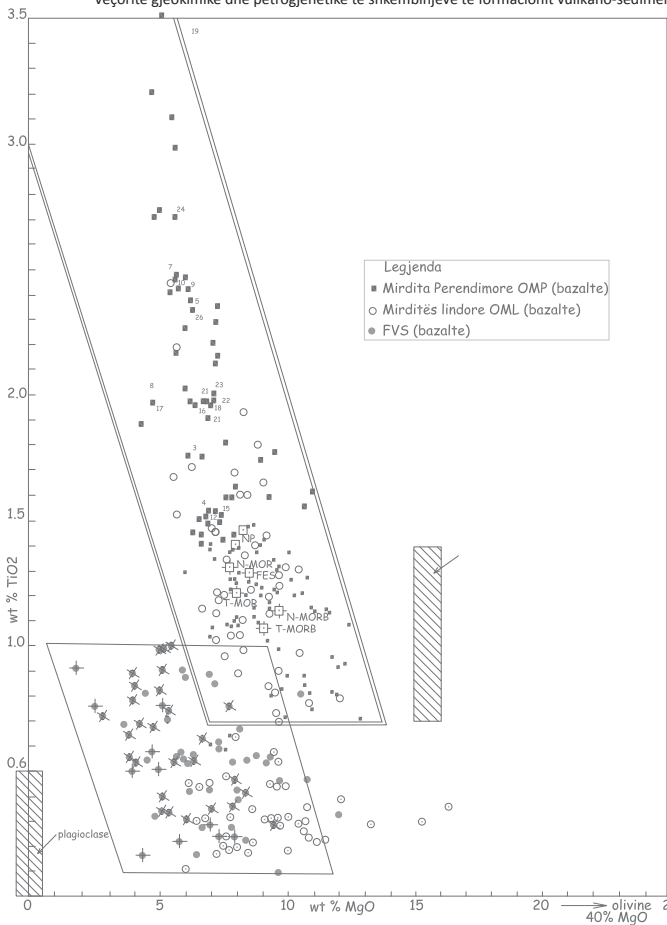
Figure 5. MgO vs SiO_2 chemical diagram (% weight)

të OMP i kanë rraportet $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO} > 2,2$.

Në këtë digramë vihet re se shumica e bazalteve të FVS kanë vlera të $\text{SiO}_2 < 51\%$ dhe MgO 6-12 %; seria bazalto-andezite-dacite-riolite, (B-A-D-R), e ofioliteve të Mirditës Lindore (OML), kanë vlera të $\text{SiO}_2 > 51\%$ dhe MgO 11-0.4%.

Në shumicën e rasteve në bazaltet e FVS (B FVS), që lidhen me zonat e rifteve kontinentale aktive dhe me bazaltet e OMP, që formohen më tej gjatë zgjerimit oqeanik dhe oqeanizimit të basenit, gjatë Jurasikut të mesëm, me formimin e ofioliteve të tipit perendimore, MOR, vihet re se SiO_2 shfaqë kufinjë shumë të ngushtë të ndryshimit të vlerave që varrojnë prej 46 % deri në 51 % SiO_2 . Nisur nga kjo theksojmë se vlerat e SiO_2 nuk mund të jenë përdorur si një indeks diferencimi, (Wilson M, 1989; Mekshiqi, 2010) (Tabela nr. 1).

Nga ana tjetër, në studimet tona përmbajtja e MgO dhe vlerat M (100 Mg/Mg+ Fe^{2+}), janë përdorur me sukses për të bërë diferencimin nga përbërja e bazalteve më primitive drejtë bazalteve më të evoluara.



(B FVS) dhe bazaltet e ofioliteve të Mirditës perendimore (B OMP) dhe fusha e dytë e bazalteve dhe bazalto-andeziteve me $TiO_2 < 1\%$, që i

Figura 6. Diagrama kimike MgO vs TiO_2 (% peshore), për bazaltet e ofioliteve të Mirditës perendimore OMP (katror), Mirditës lindore OML (rreth i mbushur) dhe FVS (rreth i pambushur).

Figure 6. MgO vs TiO_2 chemical diagram (% weight), of ophiolites (West Mirdita OMP square; East Mirdita OML white circle; Volcano Sedimentary Formation FVS black circle)

përkasin serisë bazalte-andezite-boninite-dacite-riolite, të ofioliteve të Mirditës lindore, OML. Në diagramën e figurës 6,

Vihet re se shkëmbinjët e FVS dhe të OMP paraqesin korrelacion pozitiv në diagramat midis MgO% vs Al_2O_3 , CaO% dhe Crppm e Nippm, dhe një korrelacion negativ midis MgO% vs FeO_{tot} , TiO_2 , P_2O_5 , Yppm dhe Zrppm.

Në diagramën kimike në figurën 6, jepet variacioni i TiO_2 % peshore vs MgO % peshore, për bazaltet e ofioliteve të Mirditës perendimore, OMP dhe atyre të FVS. Vihet re korrelacioni negativ midis MgO vs TiO_2 . Diagrama pasqyron fraksionimin e plagioklazit dhe të olivinës si dhe pasqyron diferencimin nga përbërja më primitive e bazalteve me vlera MgO 11-12 %, drejtë bazalteve më të evoluara, me vlera të MgO 4-6 %. Klinopirokseni është një fazë jo kryesore e fraksionimit. Në këtë digramë dallohen shumë qartë dy fusha me përbërje kimike të ndryshme: fusha e parë e bazalteve me vlera të $TiO_2 > 0.7-3.5\%$, ku bien të gjithë bazaltet e formacionit vullkano-sedimentar

vihet re se kemi një fushë mbulimi shumë të vogël midis bazalteve të OML dhe bazalteve të OMP, me vlera të TiO_2 0.7-1%, e cila duhet të kihet parasyshë gjatë përcaktimit të mjedisëve në diagramat tektonomagmatike kalimtare MORB-SSZ, të ndërtuara me vlerat MgO vs TiO_2 .

Ne konkludojmë se kjo diagramë tektonomagmatike, e ndërtuar me vlerat MgO vs TiO_2 , mundë të përdoret me sukses për të dalluar evolucionin e përbërjes kimike të bazalteve të formacionit sinriftor paraofiolitik vullkano-sedimentar, FVS dhe bazalteve të ofioliteve të tipit perendimor, OMP, me trend MORB, nga seria bazalte-andezite-boninite-dacite-riolite e tipit SSZ, të ofioliteve të Mirditës lindore OML, pra të formuara në mjediset tektono-magmatike të zonave të sipërsuduksionit, SSZ.

Vlerat M ($100 Mg/(Mg+Fe^{2+})$), janë përdorur gjithashtu me sukses për të ilustruar diferencimin nga përbërja më primitive drejtë bazalteve më të evoluara. Për bazaltet

e FVS vihet re një trend i dallueshëm diagramë. Në përgjithësi magma primare në midis vlerave M=55 dhe 65. Vlera M=70, ekuilibër me mineralogjinë tipike të mantelit përcakton një magmë bazaltike në ekuilibër të sipërm (ol-opx-cpx±granat±shpinel), do me olivinën e mantelit dhe kështu kjo kenë vlera të larta të $Mg/(Mg+Fe^{2+}) > 0,7$;

Tabela 1. Analizat e elementëve kryesorë dhe gjurmë (XRF dhe ICP-MS), të bazaltëve, të llavave masive dhe jastekore, të FVS.

Table 1. Analysis of major and trace elements (XRF and ICP-MS), for basalts, the massive and pillow lavas, of VSF.

Nr. Analizës	AB/90/6	Al5	B-6	2 B 6	10	173	209	210	Al-3	175	K 193
Masivi	Karmë	Mnelë-Vig	Qarrishtë	Rrajçe-Skënderbe	173	Gegaj	Porav	Miliska	Gjegjan	Gegaj	Prroi Magjyvit
Lloji i shkëmbit	HT-B	HT-B	HT-B	HT-B	HT-B	HT-B	HT-B	HT-B	HT-B	HT-B	HT-B
Oksidet											
SiO ₂	47.48	45.28	47.12	47.57	49.59	47.25	46.95	46.78	49.29	46.23	48.13
Al ₂ O ₃	15.46	14.21	16.38	20.17	15.78	15.01	13.44	13.71	14.48	14.51	12.86
Fe ₂ O ₃											1.60
FeO											10.69
FeO _{tot}	9.76	8.60	11.16	7.59	9.41	10.35	12.82	11.92	8.99	15.23	
MgO	7.08	9.41	7.68	6.55	6	8.13	8.50	8.55	6.66	7.09	10.64
CaO	10.24	17.51	7.58	5.44	13.16	13.91	9.74	10.27	11.91	7.66	8.33
Na ₂ O	4.03	1.23	3.00	4.80	3.12	2.91	3.03	3.17	3.09	3.21	2.39
K ₂ O	0.12	0.09	0.96	0.44	0.17	0.88	0.20	0.24	0.39	0.04	0.22
TiO ₂	1.14	0.73	0.96	1.16	0.84	1.28	1.75	1.55	1.04	1.93	1.76
P ₂ O ₅	0.07	0.08	0.08	0.15	0.1	0.24	0.14	0.15	0.25	0.20	0.18
MnO	0.16	0.14	0.14	0.10	0.14	0.18	0.2	0.23	0.17	0.21	0.26
H ₂ O	4.68	2.64	4.68	55.66	1.49	-	3.00	4.38	2.13	3.93	7.92
Shuma	100.22	99.92	99.75	99.63	99.79	100	99.57	100.95	98.40	100.24	99.98
Vlera M											63.9
FeO _{tot} /MgO											
Large low-valency cations- kationet me valencë shumë të ulët											
Cs											
Rb		19.00	9.00	6						4	
K											
Ba	6.30	<5	18.00	14.00	<5	118	56	45	40	45	53
Pb	0.30	7.00							27		
Sr	124	51	168	160	296	53		110	150	268	86
K/Rb											
K/Ba											
Sr/Rb											
Large high-valency cations- Kationet me valencë shumë të lartë											
Th	0.30	<5	<5	<5	6						
U										87	
Zr			51	63	49		164	100	59		136
Hf											
Nb			<5	<5	<5				<5		5
Ta											
Ferromagnesian elements- elementët ferromagnezial											
Cr	381	239	615	527	328	476	364	130	372	255	
V	250	190	240	244	218	252	415	346	264	424	
Sc	38.7	36	39.2	44.0	32	32	47	40	40	47	
Ni	122	107	319	247	135	244	101	57	266	135	
CO		26	86	105	40	36	56	53	89	45	
Rare earth elements- elementët e tokave të rralla											
La	0.80	2.47	2.12	2.17	2.42	10.25	3.75	2.42	5.12	4.27	
Ce	9.0	9.00	8.06	7.62	6.93	22.0	11.00	9.43	15.10	13.60	
Pr		2.60	5.00	6.57	7.13	5.86	12.20	10.70	9.30	7.97	12.50
Pm											
Sm		1.81	3.18	3.19	2.35	3.05	3.90	3.47	2.65	4.73	
Eu		0.71	1.01	1.24	0.82	0.98	1.34	1.22	1.02	1.61	
Gd		2.51	3.97	3.68	2.89	3.37	5.97	4.94	3.71	6.40	
Tb			2.79	4.14	5.13	3.13	3.59	6.73	6.25	4.10	7.95
Dy											
Ho			1.83	2.36	2.61	1.75	2.03	4.43	3.80	2.40	5.06
Tm											
Yb		1.57	2.45	3.07	1.79	2.00	4.55	3.78	2.31	5.30	
Lu		0.29	0.44	0.47	0.32	0.29	0.74	0.56	0.43	0.79	
Radiogenic izotope- izotopet radiogjenetik											
Sr			51	168	160	296				145	268
Nd			5.00	6.52	7.13	5.86				7.97	
Pb			0.30							145	

diagramë pasqyron përbërjen e xhaveve primitive të serisë bazaltike midis spektrit të MORB të eruptuar.

Duke ju referuar studimeve gjeokimike, vihet re se bazaltet e FVS dhe OMP paraqiten të tipit MORB normale (tipi N - i varfëruar).

Në përgjithësi mendojmë se bazaltet më primitive të një suite të veçantë, mund të jenë ato me përbajtje të lartë të MgO 10-11% dhe me vlera të M (100 Mg/(Mg+Fe²⁺) ≥ 70. Këto mendojmë se janë burimi i formimit të suitave vullkanike pa qënë e nevojshme që të jenë magma primare. Të tilla i kemi konsideruar ato me vlera të larta të MgO 10-11% dhe të $Mg/(Mg+Fe^{2+}) > 0.65$ -0,7, të cilat janë analizuar dhe paraqiten në

Ni të lartë (>400-500ppm); Cr të lartë (Cr >1000ppm) dhe SiO₂ që nuk i kalon 50%, (Wilson M, 1989; Tashko A, 2006).

4.2.2. Elementët Gjurmë.

(1) *Elementët ferromagnezialë (kompatibel), (Cr, V, Sc, Ni dhe Co).*

Janë marrë në studim rreth 61 analiza bazaltesh nga FVS dhe 181 analiza bazaltesh nga ofiolitet e Mirditës perendimore, OMP. Me këto analiza janë ndërtuar diagramat kimike të sjelljes së MgO % peshore vs Ni ppm; MgO % peshore vs Cr ppm; MgO % peshore vs V ppm; MgO % peshore vs Co ppm, (fig. 7, 8, 9, 10). Studimi i koeficientit të shpërndarjes kristal-likuid, tregon që

Ni dhe Co ndahen në olivinë gjatë procesit të shkëmbinjëve të kristalizimit të fraksionuar, ndërsa Sc, Cr dhe V hyjnë në klinopiroksen, prandaj sasia e këtyre elementëve është përdorur si një tregues i nevojshëm i proceseve petrologjike, (Wilson M, 1989).

Në diagramën e figurës 7 paraqitet sjellja e MgO % peshore vs Ni ppm, për bazaltet e FVS, për bazaltet e OMP dhe për serinë B-A-D-R të OML. Në bazaltet e FVS vihet re se vlerat e Ni sillen prej 50-320 ppm. Në këtë diagramë konstatohet se sjellshmëria e Ni ppm në bazaltet e FVS të tipit MORB, ka vartësi të dobët lineare ndaj MgO % peshore dhe kontrollohet nga shkalla e shkëmbinjëve të pjesëshme të burimit të tipit lercolit shpinelor në mantelin e sipërm dhe prej fraksionimit të olivinës.

Në bazaltet e OMP, vlerat e Ni ppm variojnë në intervalet nga Ni=200ppm, në bazaltet më primitive ose burimore (me përmbajtje MgO=10-12%), deri në vlerat Ni=25ppm, në bazaltet më të evoluara ose më të fraksionuara (pika B). Në diagramën e figurës 7 vihet re një sjellje lineare e Ni ppm vs MgO % peshore, (për bazaltet e OMP të tipit MORB). Kjo sjellje është kontrolluar prej kristalizimit të fraksionuar të olivinës, që shprehet me vet përmbajtjen e Ni ppm vs MgO % peshore të suitave vullkanike kogjenetike, që vjen duke u ulur nga bazaltet burimore më primitive, (me MgO 13 % dhe Ni 300-400 ppm, pika A në diagramë), drejtë bazalteve më të evoluara, (me MgO 4-5 % dhe Ni 25 ppm, pika B në diagramë). Në këtë diagramë vihet re se kufijtë e përmbajtjes së vlerave më të larta të Ni 300-400 ppm, lidhen me bazaltet më primitive ose burimore, me vlerat më të larta të MgO % peshore (pika A, figura 7, segmenti AB) dhe vlerat e Ni 25 ppm, lidhen me bazalte më të evoluara (pika B, figura 7, segmenti AB). Në diagramë vihet re se

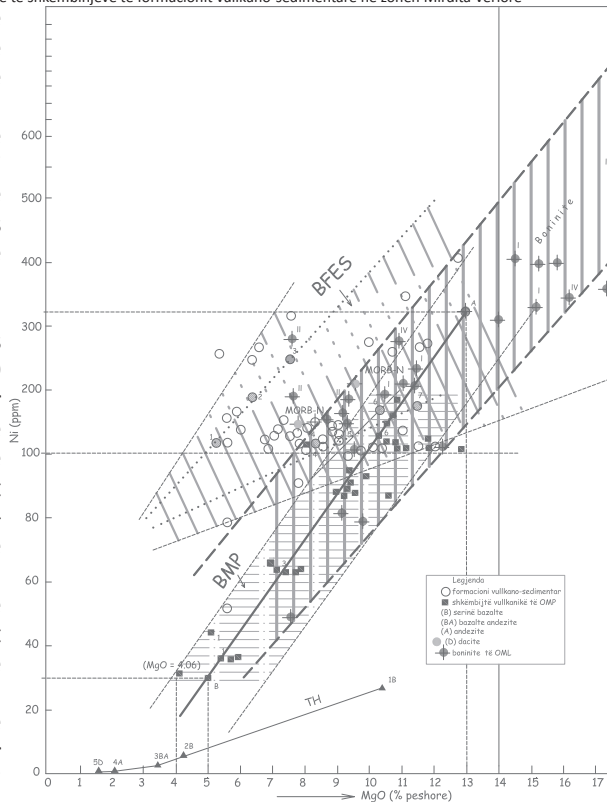


Figura 7. Diagrama Ni ppm vs MgO %, (sipas Mekshiqi, 2010).
Figure 7. Ni (ppm) vs MgO (% weight) diagrame (according to Mekshiqi, 2010)

vlerat e Ni ppm, korrelohen mirë në mënyrë lineare, me ndryshimin e përmbajtjes së MgO % peshore (figura 7, segmenti AB). Në diagramën e figurës 8 paraqitet përmbajtja e Cr ppm vs MgO % peshore, për bazaltet e FVS, bazaltet e OMP dhe serinë kogjenetike B-A-D-R të OML. Këtu vihet re se përmbajtja e Cr ppm, njëlloj si Ni ppm, ka vlera të larta prej 600 ppm deri në vlera të reduktuara prej 100 ppm për bazaltet e FVS, dhe vlera të larta prej 350 ppm, në bazaltet më primitive ose burimore të OMP, (me vlera të MgO 9-12 % peshore), deri në vlera të reduktuara, Cr = 80 ppm në bazaltet më të evoluara, (pra më të fraksionuara). Në përgjithësi vihet re një korrelacion shumë i mirë i vlerave MgO % peshore vs Cr ppm, (segmenti AB, figura 8), për bazaltet e OMP. Vlerat e larta (Ni=250-300 ppm, Cr=500-600 ppm, janë një tregues i mirë i ndarjes së magmave primare ose burimore të suitave kogjenetike, prej një burimi mantelor peridotit, të tipit lercolit shpinelor. Ulja e

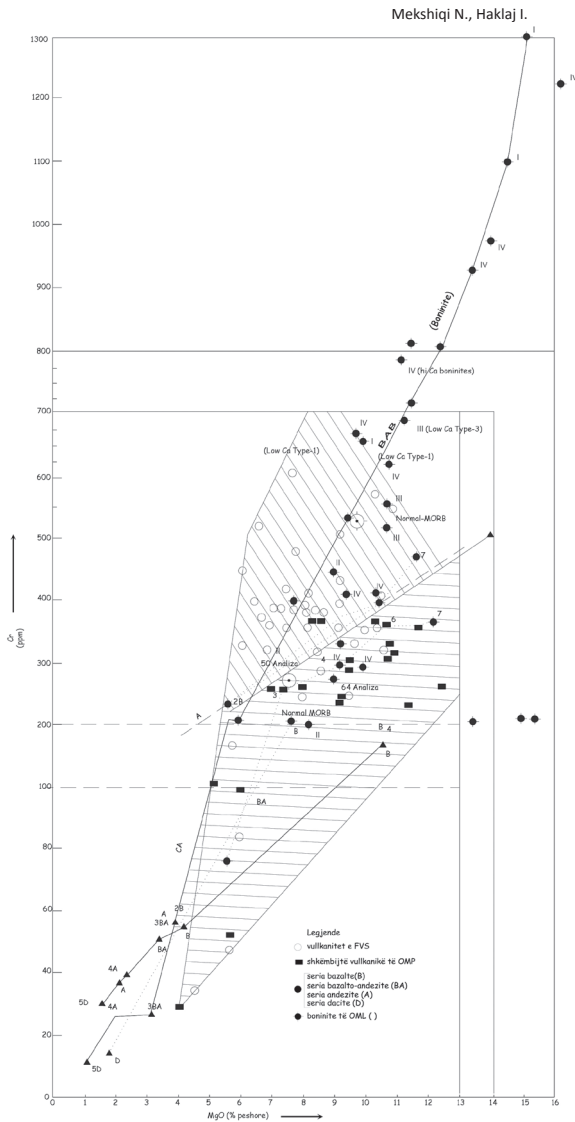


Figura 8. Diagrama Cr (ppm) vs MgO (% peshore). (sipas Mekshiqi N. 2010).

Figure 8. Cr (ppm) vs MgO (% weight) (according to Mekshiqi N. 2010)

vlerave të Ni dhe në një shkallë më të vogël të Co, në një seri shkëmbore kogjenetike, tregon për një fraksionim (evoluim) të olivinës. Ulja e vlerave të Cr ppm, tregon për një fraksionim (evoluim) të shpinelit, ose të klinopiroksenit.

Në diagramën e figurës 9 paraqitet përmbajtja e V ppm vs MgO % peshore për bazaltet e FVS, bazaltet e OMP dhe serinë kogjenetike B-A-D-R, të OML.

Në këtë diagramë vihet re se bazaltet e FVS, kanë vlera të MgO në intervalet 5-12 % dhe vlera të V= 200-300 ppm. Siç vihet

re nga figura 9, në segmentin me rrathët 1,2,3,4, 5,6,7, (Mekshiqi, 2010), brënda kësaj fushe bien edhe etalonet e analizave kimike të MORB-tipi N, të marrura nga literatura.

Në serinë kogjenetike të bazalteve të OMP, vlerat e MgO varjojnë nga 11-12 %, (në bazaltet më primitive ose burimore të suitave), deri në 4-5 % në bazaltet më të evoluara, ndërsa vlerat e V ppm variojnë përkatësisht nga 214 ppm në 525 ppm.

Në bazaltet e OMP vihet re rritja e vlerave të V ppm, nga bazaltet më primitive, (me MgO=10-12% dhe V=200-214 ppm), drejt bazalteve më të fraksionuara me vlera të MgO=4-5% dhe V=400-525 ppm, (figura 9, segmenti me katrorët 1,2,3,4,5,6,7). Kjo tregon se vlerat e V ppm dhe Ti ppm, shfaqin sjellje të zhdrejtë lineare ndaj vlerave të MgO % peshore dhe kjo kontrollohet nga proceset e shkrirjes së pjesëshme dhe të kristalizimit të fraksionuar. Rritja e tyre është në proporcion të zhdrejtë linear me rritjen e MgO dhe në proporcion të drejtë linear, me rritjen e raporteve FeO_{tot}/MgO . Këta janë tregues të nevojshëm për sjelljen e proceseve të fraksionimit të oksideve të Fe-Ti (ilmenit ose titanomanjetit), nga stadet më primitive me MgO % peshore të lartë dhe rraporte FeO_{tot}/MgO të ulët,

drejtë stadeve më të evoluara, me MgO % peshore të ulët dhe FeO_{tot}/MgO të lartë.

Në diagramën e figurës 10 paraqitet sjellja e Co ppm vs MgO % peshore, të bazalteve të FVS dhe bazalteve të OMP, ku vihet re se duke shkuar nga bazaltet më primitive (me MgO=10-12 %), në drejtim të bazalteve më të fraksionuara (me MgO=4-5%), vlerat e Co bien nga 65 në 25 ppm, që do të thotë se studimi i koeficientit të shpërndarjes kristal-likuid tregon që: Ni, Cr dhe Co janë elementë të pajtueshëm dhe janë injektuar në olivinë qyshë gjatë shkrirjes

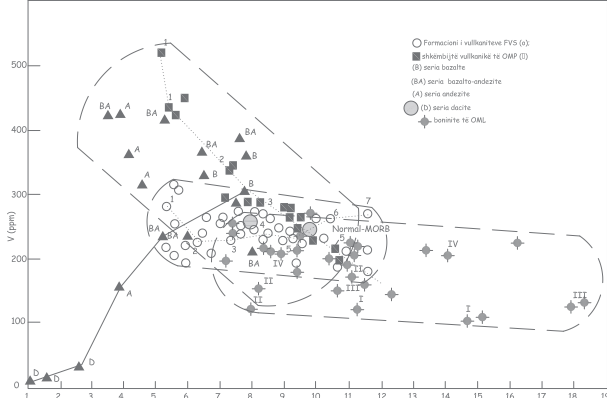


Figura 9. Diagrama V (ppm) vs MgO%
Figure 9. The diagramm V(ppm) vs MgO%

së pjesëshme në magmat primare dhe më vonë gjatë proceseve të kristalizimit të fraksionuar, ndërsa Sc, V janë injektuar në piroksene ose janë injektuar në statet e fundit të fraksionimit të shkrirjes. Ulja në Ni dhe më pak në Co, përmes një serie shkëmbore kogjenetike të OMP, tregon për një fraksionim të olivinës në bazalte.

(2). Kationet me valencë shumë të ulët

Shumica e bazalteve të MORB janë harxhuar në katione me valencë shumë të ulët (Cs, Rb, K, Ba, Pb dhe Sr), relativisht në rraport me harqet oqeanike dhe toleitet kontinentale. Në Figurën 11 është dhënë

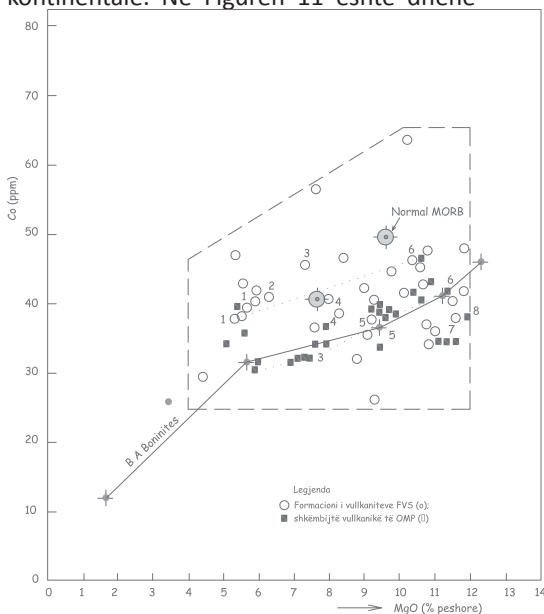


Figura 10. Diagrama Co (ppm) vs MgO (% peshore), (sipas Mekshiqi, 2010).

Figure 10. Co (ppm) vs MgO (% peshore) diagraf, (according to Mekshiqi, 2010).

diagrama kimike e ndërtuar me elementët gjurmë Y, Zr, Sr ppm vs MgO % peshore, si elementë kryesor për serinë e bazalteve të FVS, bazaltet e OMP dhe serinë BADR (bazalte-bazalte andezite-dacite-riolite) të OML dhe serinë andezito-boninite.

Në këtë diagramë vihet re se për bazaltet e FVS, me afinitet MORB-WPB, vlerat e Sr ppm janë > 45 ppm deri në 300ppm. Vlerat e Sr ppm kanë një tendencë ulje, nga bazaltet më magneziale me vlera të MgO 8-11%, në drejtim të bazalteve më

të fraksionuara me vlera të MgO 5-6 %. Në e shpjegojmë përbërjen kimike të bazalteve më të evoluara me shkallën e shkrirjes së pjesëshme, ose procesin e kristalizimit të fraksionuar të olivinës + plagioklazit, prej magmave më primitive ose burimore me 10-11% MgO dhe 16% Al₂O₃, drejt bazalteve më të evoluara.

Po kështu bazaltet e FVS dhe bazaltet e OMP kanë vlera më të larta të Y (30-40 ppm) se sa bazaltet e OML, që i kanë këto vlera të Y nga 10-20 ppm.

Dihet që Sr zevëndëson lehtë Ca në plagioklazet dhe është i lidhur këtu me

fraksionimin e plagioklazeve dhe rraporti Ca/Sr është një tregues i nevojshëm i fraksionimit të plagioklazit në nivele të cekta. Thëksojmë se përmbajtja e CaO, Na₂O, K₂O, Rb, Sr dhe Ba në diagrama, paraqitet mjaft e shpërqëndruar dhe kjo mendojmë se lidhet me proceset e ndryshimeve sekondare, në dyshemenë oqeanike ose me proceset e kontaminimit gjatë formimit të bazalteve të FVS në mjediset tektono-magmatike të riftëzimit brënda pllakave (WPB), deri në fazën e hapjes së dyshemesë oqeanike.

(3). Kationet me valencë shumë të lartë.

Kationet me valencë shumë të lartë (Th, U, Zr, Hf, Nb dhe Ta), janë quajtur elementë të pamobilizuar dhe këta elementë janë përdorur gjërësisht në kombinim me elementët e tjerë që i rezistojnë ndryshimeve dytësore (Ti,

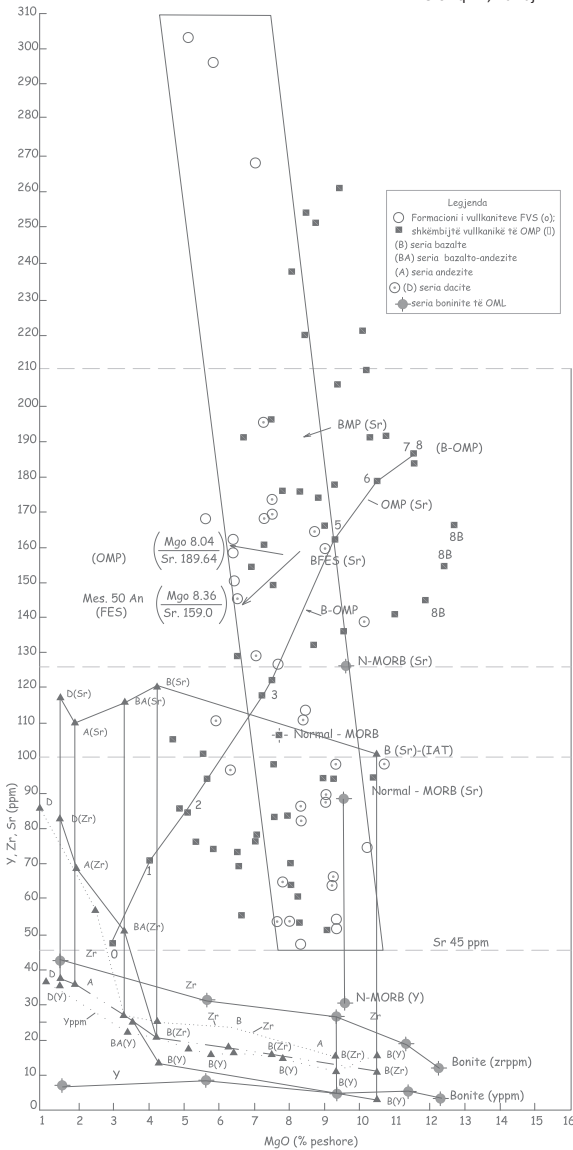


Figura 11. Diagrama Y, Zr, Sr (ppm) vs MgO (% peshore) sipas Mekshiqi, 2010).

Figure 11. Y, Zr, Sr (ppm) vs MgO (% weight), diame (according to Mekshiqi, 2010)

Y, P), për të dalluar bazaltet e formuara në mjediset tektonike të ndryshme. Rraporti Zr/Nb shërben si një indeks gjeokimik i dobishëm për MORB-tipi N, i cili ka vlerat Zr/Nb > 30.

Nga diagrama e figurës 12 shohim që në bazaltet e FVS dhe në bazaltet e OMP, me afinitet MORB, vlerat e Zr janë 24-250 ppm. Në këtë diagramë paraqitet sjellja e Zr ppm - Ti ppm, për bazaltet e FVS dhe për bazaltet e OMP. Këtu vihet re se vlerat në seri fillojnë me përmbajtje Zr 30 ppm dhe Ti 4000

ppm dhe këto vlera vazhdojnë të rriten deri në Zr 250 ppm dhe Ti 16000 ppm. Në diagramën tektonomagmatike vihet re se me rritjen e vlerave të Ti ppm rriten vlerat e Zr ppm. Kjo tendencë rritjeje vihet re nga bazaltet me përbërje më magneziale, drejt bazalteve më të evoluara, me MgO më të ulët dhe rraporte të Fe_{tot}/Mgo më të larta, pra nga magmat bazaltike më burimore drejtë magmave më të fraksionuara.

Përsa i përket variacionit kimiko-stratigrafik, vihet re se duke kaluar nga poshtë lartë, (në një prerje me trashësi 500 ml, të bazalteve të OMP), variacioni në koncentrimin e Zr lëvizë nga 300 ppm në 100 ppm, dhe ky koncentrim bie në pjesët më të sipërme stratigrafike të suitës vullkanike kogjenetike të llavave bazaltike, në lartësitë 500 ml, ku edhe TiO₂ shfaqë të njëjtin trend.

Në diagramën e figurës 12 vihet re se për bazaltet e serisë kogjenetike B-A-D-R, vlerat e Zr fillojnë 10 - 20 ppm. Nga kjo rrjedh se bazaltet e FVS dhe bazaltet e OMP janë më të pasura me Zr, (Zr > 20-250 ppm) si dhe më të pasura me Ti, (Ti = 4000-16000 ppm), se sa bazaltet e OML.

Në diagramat diskriminante tektonomagmatike të: (a) Zr/Y-Zr ppm; (b) Cr-Y ppm dhe (c) Ti/Cr-Ni ppm, llavat e FVS dhe OMP, me përbërje bazaltike, paraqesin një afinitet me predominim të MORB, WPB dhe disa bazalte bien brenda fushës së mbuluar dyfishë MORB-IAT, siç tregohet prej vendosjes së disa bazalteve me afinitet tipik hark ishullor (IAT). Këtu, në diagramën tektonomagmatike (b) Cr-Y ppm (Pearce, 1980), të ndërtuar për bazaltet e vullkaniteve të FVS dhe amfibolitit e periferisë së ofioliteve, pikat bien brenda fushave MORB dhe WPB, kurse në diagramën tektonomagmatike (c) Ti/Cr-Ni ppm, (Beccaluva etj, 1983), të ndërtuar me bazaltet e FVS dhe bazaltet e OMP, vihet re se ato bien në fushat e MORB.

Në figurën 14 është dhënë diagrama

Veçorit gjeokimike dhe petrojenetike të shkëmbinjëve të formacionit vullkano-sedimentarë në zonën Mirdita Veriore

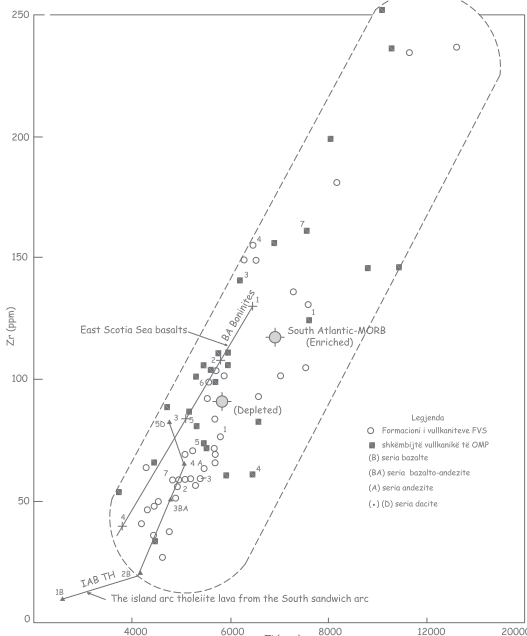


Figura 12. Diagrama Zr (ppm) vs Ti (ppm), (sipas Mekshiqi, 2010).

Figure 12. Zr (ppm) vs Ti (ppm) diame (according to Mekshiqi, 2010) tektonomagmatike diskriminante: (A) V - TiO₂; (B) Zr/Y - Zr; (C) Cr - Y, të paraqitjes së llavave dhe dajkave prej OMP dhe OML. Dajkat D₁ deri D₄, gjeneruar brenda

kompleksit të dajkave paralele, paraqiten në C (Phillips-Lander C.H, & Dilek Y, 2009).

Në këtë diagramë konstatohet e njëjta sjellje e llavave bazaltike të tipit të ofioliteve të Mirditës perendimore, OMP, të studiuara nga këta autorë), ku bazaltet bien në fushat tektonomagmatike MORB-WPB dhe disa bazalte bien brenda fushave të dyfishta MORB-IAT, që tregojnë për influencën e subduksionit tek këto llava.

(4). Elementët e Tokave të Rralla.

Në figurën 15 paraqiten kufijtë e modelit të normalizimit hondritik REE, për tipet MORB-P dhe MORB-N. Në diagramën MORB-tipi N ka fraksionime të rëndësishme në REE të rëndë dhe janë shumë të varfëruara në REE të lehtë. Bazaltet më primitive kanë koncentrimin REE të rëndë 10x hondritin ose më pak, ndërsa bazaltet e diferencuara shumë, (pra te evoluara), përmbajnë REE të rëndë mbi 50x hondritin.

Duke ju referuar bazalteve të FVS në diagramen e figurës 15, vihet re se ato bien brenda fushave të bazalteve me afinitet MORB-tipi N, me vlera të REE të rëndë 10x hondritin deri 20x hondritin, që tregojnë se janë bazalte primitive dhe pak të diferencuara. Ato janë karakterizuar nga një model i rrafshët i harximit në REE të lehtë, që tregon se bazaltet shfaqin harxhim të madh në REE të lehtë, duke treguar për një ndarje prej një burimi pa granate dhe të harxhuar në REE të lehtë.

Kufijtë e koncentrimin të REE të rëndë prej 10 deri 20 x sasinë e hondritit (Sun dhe McDonough,1989), dhe mostrat më të evoluara që paraqesin anomali negative në Eu, reflektojnë fraksionimin e plagjioklazit.

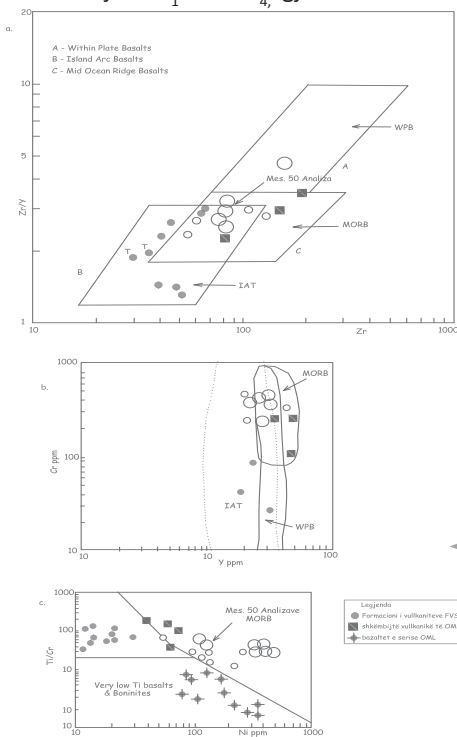


Figura 13. Diagrama diskriminante tektoniko-magmatike: a) Zr/Y vs Zr (Pearce, 1980); b) Cr vs Y (Pearce, Wanming, 1988); c) Ti/Cr vs Ni (Beccaluva etj, 1983)(Mekshiqi, 2010).

Figure 13. Discriminantant tectono magnetic diame a) Zr/Y vs Zr (Pearce, 1980); b) Cr vs Y (Pearce, Wanming, 1988); c) Ti/Cr vs Ni (Beccaluva et. al, 1983)(Mekshiqi, 2010).

Vetëm analiza nr. 173 në bazaltet e rajonit Gegaj rezultojnë të jetë në përputhje me

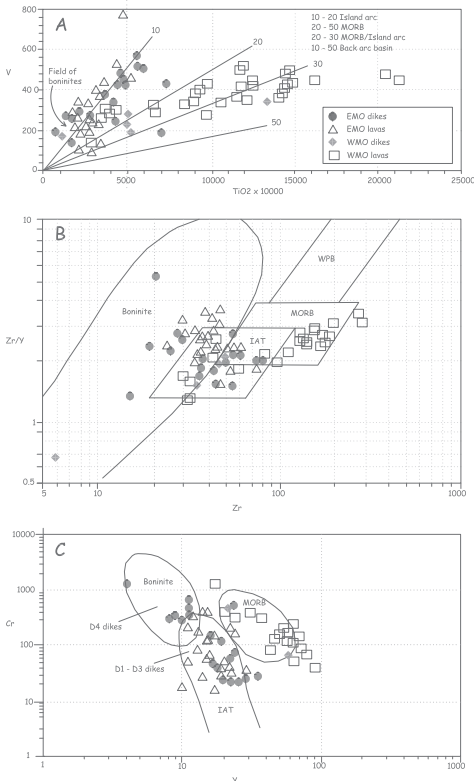


Figura 14. Diagrama diskriminante (A) V - TiO₂; (B) Zr/Y - Zr; (C) Cr - Y, të paraqitjes së llavave dhe dajkave prej OMP dhe OML; Simbolet: MORB-bazalte të kurrizoreve mesoqeanike, IAT-toleite të harqeve ishullore; WPB=bazalte brenda pllakave; Bon-boninite, (sipas Phillips-Lander C.H, & Dilek Y, 2009).

Figure 14. Discriminatory diagrams (A) V - TiO₂; (B) Zr/Y - Zr; (C) Cr - Y, of dykes and lavas in OMP and OML (according to Phillips-Lander C.H, & Dilek Y, 2009)

MORB e tipit P. Vihet re se bazaltet ngjasojnë për nga afiniteti me MORB-tipi N dhe i kanë raportet La/Sm (N) < 1, (Fig.16); ndërsa MORB e tipit-P i kanë raportet La/Sm (P) > 1 (Wilson M, 1989).

Duke ju referuar diagramave të elementëve HFSE (high field strength, figura 17 a,c,d dhe koncentrimin të elementëve të tokave të rralla (REE) të grupit të bazalteve, figura 17 b, d, f), (Bortolotti V. etj, 2004), del se përbërja kimike e bazalteve të FVS ka ngjashmëri me ato të MORB të tipit Normal (MORB-N). Ato janë karakterizuar prej modelit të rrafshhtë të HFSE, (figura 17 a, c), duke u përfshirë në vlerat prej 0.7÷2x përbërjen e MORB-N (Sun and McDonough, 1989). Në modelin e normalizimit të REE (figura 17 b, d), paraqiten pak të harxhuar në REE të lehtë (LREE), përkundërtë elementëve të REE të rëndë (HREE), dhe diagrama përngjanë me

ato të MORB të tipit normal (MORB-N). Nga ana tjetër në diagramat e REE, koncentrimi i REE të rëndë (HREE), në kufijtë 10 deri në 30 x sasinë e hondritit (Sun dhe McDonough, 1989), dhe mostrat më të evoluara që paraqesin një anomali negative në Eu, reflektojnë fraksionimin e plagjioklazit. Këto karakteristika gjeokimike të FVS janë të lidhura me një gjenezë të bazalteve prej një burimi mantelor të tipit MORB-N të pa harxhuar (undepleted).

Këto karakteristika gjeokimike janë në përputhje me gjenezën e bazalteve prej një burimi mantelor të tipit MORB-N homogjen, të paharxhuar, (Pearce and Norry, 1979).

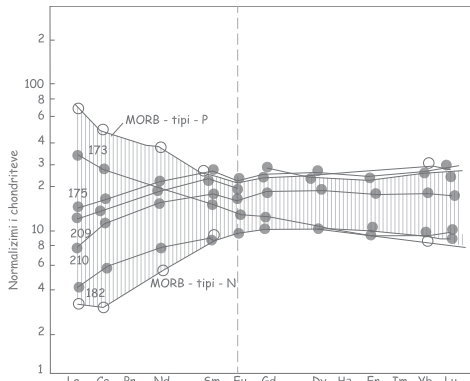


Figura 15. Kufijtë e modelimit të normalizimit-REE, paraqitur prej bazalteve të segmenteve të kurrizoreve prej MORB-tipi P me (La/Sm=3.04), në MORB-tipi N (La/Sm=0.4), (studimi sipas Schilling, 1983). Në këtë diagramë është dhënë modelimi i normalizimit REE për shkëmbijtë bazalte të FVS, (vlerat e normalizimit janë sipas Nakamura, 1974).

Figure 15. Borders of REE-normalization modeling, presented by basalt in ridge segments from MORB-type P with (La / Sm = 3.04), in MORB-type N (La / Sm = 0.4), (according to Schilling, 1983). In this diagram is provided the modeling of REE normalization for of basalt rocks VSF (values are normalized according to Nakamura, 1974).

(5). Izotopet radiogjenetikë, karakteristikat izotopike të kombinimit Sm-Nd.

Izotopet radiogjenetikë janë elementët Sr, Nd, Sm dhe Pb. Në përgjithësi në MORB-tipi N shfaqen vlera shumë të kufizuara të ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, në kufijtë 0,7024-0,7030, ndërsa MORB-tipi P janë karakterizuar prej përbërjeve më pak radiogjenetike (0,7030-0,7035), duke u mbuluar me kufijtë e bazalteve të ishujve oqeanikë (0.703-0.705). Stern, 1982, ka kalkuluar për llavat e harkut ishullor intraoqeanik të Cirkut të Pacifikut, që kanë një mesatare ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr me vlerat 0,70335.

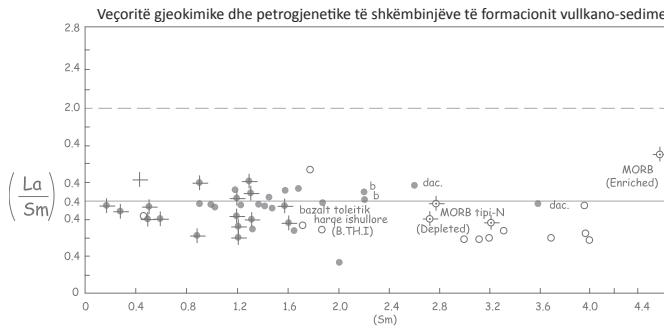


Figura 16. Variacioni në (La/Sm) vs (Sm) midis bazalteve toleitike të harqeve ishullore IAT dhe MORB tipi N (të varfëruara) dhe MORB tipi P (të pasura).

Figure 16. Variation (La / Sm) vs (Sm) between, island arcs (IAT) tholeiitic basalt, and those of MORB type N (depleted) and MORB type P (enriched).

izotopik të tipit MORB-N, analog me MAR. Një vlerë pozitive e $\epsilon_{Nd(T=160\text{ Ma})}$ tregon që magma është formuar prej një burimi mantelor të harxhuar (depleted).

Përbërja izotopike e Nd të MORB tregon që ato formohen prej burimeve që kanë Sm/Nd të lartë dhe Rb/Sr më të ulët se rezervuarët hodritik të modelit të tokës

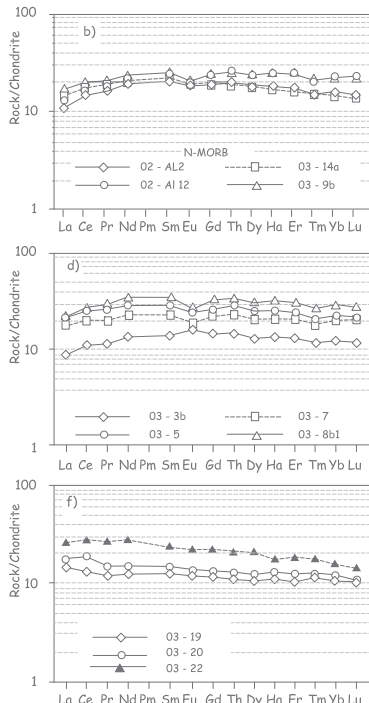
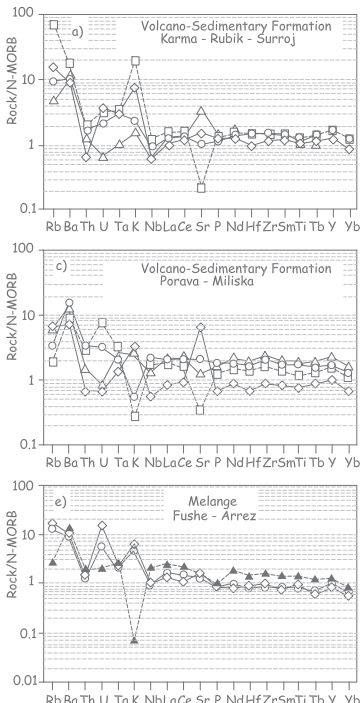


Figura 17. Përbërja e elementëve të tokave të rralla, normalizuar me hondritin, për shkëmbinj të bazaltik të FVS (b, d) (ipa Bor olo V.e J.200

Figure 17. The composition of elements of rare soils, normalized with chondrite, for the VSF's basaltic rocks (b, d)

(Chondritic Uniform Reservoir-CHUR)

Vlerat pozitive të kalkulimeve të Nd tregojnë që magma është formuar prej një manteli të varfëruar, ndërsa një vlerë negative tregon që magma është ndarë prej burimeve mantelore të pasuruar (fertile), me vlera më të ulta të Sm/Nd se CHUR (rezervuarët u n i f o r m ë hondritik).

Përbërja izotopike e Nd dhe Sr e MORB tregon që ato janë formuar prej burimeve që kanë vlera më të larta të Sm/Nd dhe më të ulëta se rezervuarët hondritik, (modeli i tokës).

Janë analizuar 71 prova prej ofioliteve të Mirditës për izotopet Sm-Nd (Dilek Y. etj, 2008), prej të cilave, 19 llava bazaltike, 4 dajka dhe dy mostra gabrosh, për OMP (tabela nr. 2, Dilek Y. etj, 2008).

Në bazaltet e OMP, të dhënat izotopike të raporteve $^{143}Nd/^{144}Nd$, kanë vleranë intervale 0.51302- 0.51308 që janë karakteristike për MAR (Midel-Atlantic Ridge). Për OMP vlerat e $\epsilon_{Nd(T=160\text{ Ma})}$ paraqesin një kufi të ngushtë, nga + 7,5 deri në + 6,5. Kjo tregon ndarjen e shkrirjes burimore të llavave të bazalteve të OMP prej një burimi mantelor homogjen

5. Konkluzione

Vullkanitet sinriftole paraofiolitike të serisë vullkano-sedimentare Triasike-Jurasike, (T_2-J_1) dhe ofiolitet e tipit perendimor OMP, të Jurasikut të mesëm J_2 në Albanidet Veriore, janë pjesë e një brezi që ndodhet midis subkontinentit Apulian dhe Pelagonian, në gadishullin e Ballkanit.

Gjatë Triasikut të mesëm-Jurasikut të poshtëm, ka ndodhur riftëzimi aktiv

paraofiolitik dhe subsidenca regionale dhe formimi i FVS paraofiolitik, i përfaqësuar nga llava bazaltike me afinitet MORB.

Studimet gjeokimike të bazalteve të FVS, të bazuara në analiza të elementëve kryesore, mikroelementëve dhe të elementëve të tokave të rralla, evidentojnë qartë afinitetin magmatik, të afërt ose identik, me atë të bazalteve brenda pllakave (WPB), deri në bazalte të kurrizoreve mezoqeanike normale (MORB-N). Ato supozohen se janë gjeneruar gjatë riftëzimit dhe janë formuar për efekt të shkrirjes së pjesëshme, me shkallë relativisht të ulët (10-13%) të mantelit lercolitik shpinelor. Këto bazalte kanë tipare ose afinitet gjeokimik shumë të afërt me përbërjen kimike të bazalteve të ofioliteve të Mirditës perendimore (MORB-N), të gjeneruara në kurrizoret mezoqeanike dhe mund të konsiderohen si paraardhësit e ofioliteve të Albanideve në përgjithësi, të formuara gjatë stadiit sinriftor paraofiolitik të rifteve kontinentale aktive.

Duke u bazuar në përbërjen gjeokimike të vullkaniteve të FVS, konkludojmë për një afinitet magmatik të tipit MORB-N, shumë të afërt me përbërjen kimike të bazalteve të ofioliteve perendimore-OMP, të gjeneruara në kurrizoret mezoqeanike, MORB. Nga ana tjetër një grup i vullkaniteve bazaltike tregojnë afinitet gjeokimik të tipit WPB, që mendojmë se i përkasin fillimeve të "Brek-up-it", (thyerjeve të hapjes), të kores kontinentale. Formimi i FVS ka paraprirë formimin e ofioliteve Jurasike, ose mund të thuhet se është faza fillestare më e hershme e tyre.

Në konkludojmë se rifti aktiv ka vazhduar të hapet dhe të evoluojë më tej në një basen oqeanik të tipit të Detit të Kuq. Kështu, në Albanidet e Brendëshme, në Liasikun e vonshëm-Dogerin e hershëm, për efekt të zgjerimit oqeanik me buzët kontinentale pasive, me shpejtësi të vogël zgjerimi, ka vazhduar hapja oqeanike e Mirditës dhe formimi i ofioliteve të tipit perendimor (MOR), që përfaqësojnë bashkëshoqërime të sekuencave ultramafike, pak të varfëruara, seksione plutonike të përfaqësuar nga gabro të tipit troktolit dhe atyre vullkanike, me bazalte të tipit MORB. Ofiolitet e Mirditës perendimore (OMP), me trashësi 3-4 km, përfshijnë lercolite-harzburgite, lercolite-plagioklazike, dunite-plagioklazike në

njësitë mantelore më të sipërme dhe një kompleks plutonik të përbërë prej gabrove olivinike, troktoliteve, ferrogabrove dhe gabrove. Peridotitet dhe shkëmbinj të gabrorë janë mbuluar direkt prej një sekuence vullkanike me trashësi 600-700 ml, që përmbajnë llava jastekore dhe hialoklastite. Kompleksi i dajkave paralele janë të rralla në OMP. Sekuenca ultramafike "lercolitike" përbën pjesën kryesore të prerjes dhe të daljeve sipërfaqësore të ofioliteve perëndimore, ku dallohen në rajon masivët e Krrabit, Pukës, Tërbunit, Gomsiqes, Kashnjetit, Skënderbeut. Kjo sekuencë mbulohet ose nga shkëmbinj të plutonikë, ose nga bazalte të tipit MORB, nëpërmjet metamorfikëve oqeanikë. Kjo sekuencë përbëhet nga lercolite me pak klinopiroksen, me pak veçime dunitesh thjerrzore-brezore, ku në pjesën e sipërme të prerjes, takohen lercolite plagioklazike dhe dunite plagioklazike, më rrallë hornblendite olivinike. Lercolitet kanë teksturë brezore, foliacion paralel me breznimin, lineacion me rënje të moderuar (të butë) dhe strukturë protogranulare ose porfiroklastike.

Zgjerimi oqeanik i Jurasikut të mesëm me formimin e OMP, është bërë në qëndër të basenit oqeanik të Mirditës, duke lënë në të dy krahët, (perendimor dhe lindor), koren oqeanike Triasiko-Liasike, të përfaqësuar nga formacioni sinriftor paraofiolitik vullkanosedimentar FVS (β T₂-J₁). Fundi i proceseve të formimit të ofioliteve perendimore paraqitet me sedimentimin e silicorëve radiolaritik të Bathonianit-Kellovasianit të hershëm.

Duke u bazuar në përbërjen gjeokimike të vullkaniteve të FVS dhe OMP, konkludojmë për një afinitet magmatik të tipit MORB-N, të gjeneruar gjatë fazave të riftëzimit aktiv, që kalon drejtë një kurrizoreje mezoqeanike. Bazaltet e sekuencës vullkanike të FVS, kanë afinitet WPB dhe MORB-N, ndërsa OMP kanë afinitet MORB-N, me TiO₂ 0.7-3.5%, Zr 50-300ppm dhe $\epsilon_{Nd(T)}$ (+8-+6.5). Këto magma janë formuar prej segregimit të shkrirjes së pjesëshme të një burimi mantelortë niveleve të lercoliteve shpinelore, të tipit MORB-N. Vlerat e këtyre llavave në OMP tregojnë ndarjen e këtyre magmave prej një burimi mantelortë MORB-N izotopik homogjen të pjesëve të sipërme. Shkallën e shkrirjes së pjesëshme të mantelit e mendojmë 10-13

%, që kërkohet për gjenerimin e përbërjes të mbyllura, me shpejtësi të vogël hapjeje, më primitive të MORB, të pasur në MgO që përfaqësojnë kamera magmatike jo (10-11%), për formimin e OMP. Fillimin e permanente (jo të vazhduara), që mundë shkrijeve të pjesëshme të rëndësishme të kenë ekzistuar në bazën termike të të diapirit mantelor, që ngrihet lart, e kurrizoreve mezoqeanike, gjatë formimit të mendojmë në thellësitë rreth 75-50 km, ofioliteve të Mirditës perendimore (OMP). ndërsa segregimin dhe grumbullimin Konstatohet se kristalizimi i fraksionuar e magmës, e mendojmë se ndodhë në është i rëndësishëm në evolucionin e thellësitë rreth 20 km, në kamera të vogla magmave të OMP.

GEOCHEMICAL AND PETROGENETIC FEATURES, OF THE ROCKS IN THE NORTH MIRDITA VULCANO-SEDIMENTARY FORMATION RESUME

In ophiolites of Albania were conducted numerous studies on petrologic, geochemical, metalogenic features, structural aspects of building and their geotectonic position. As result of these studies and generalizations are clarified many aspects of geology, structure, metalogeny and petrology of those ophiolites. Mirdita ophiolitic belt is an important segment of the Tetisiane Mesozoic ophiolite, exposing the complete ophiolite ensemble of mantle and crust, and can serve as reference point to value the ophiolitic stratigraphic model for the entire Mediterranean area. The high metalogenic potential of the Albanian ophiolite gives them practical.

Taking at the regional level, the ophiolites of Albanides petrologjike reflect a number of geochemical and metalogenic changes, in their both, longitudinal and latitudinal, expansion direction. Western-type ophiolites of the Mirdita (OMP), have similarities with mid-oceanic ridges, while those of eastern Mirdita (OML), are similar with close to the immature island arcs (Ohnenstetter M, 1985; Beccaluva L. etc. . 1992) . In the case of the Mirdita ophiolite, this petrological and geochemical aspect is mentioned by M. Shallo 1980, 1991, Turku I. 1981, 1992 etc.

Petrologic and geochemical differences between the two types of ophiolites, can be explained by the spreading mechanism during the initial phase of the ocean floor creation, when is produced MORB-type crust , followed by an intraoceanic subduction zone starting, which has resulted in the development of SSZ -type crust (Hill A. etc. 1982, 1994, 1995, 1996 , etc; Bortolotti, 1996, 2002, 2005; Shallo and Dilek, 2003; Dilek and Flower, 2003; Flower and Dilek, 2003; Beccaluva L., 1994; Mekshiqi N., 2001, 2007, 2008, 2010). All these models conclude with the middle Jurassic ophiolite formation in Albanides, in different periods of time and tectonic environments.

Based on geochemical studies Dilek Y. etc., (2008), proposes a new petrogenetic model, according to which, the subduction was important for the magmatic evolution of the Mirdita ophiolite . This model differs from previous interpretations (Robertson and Shallo, 2000 ; Bortolotti etc. , 2002; Dilek and Flower, 2003; Flower and Dilek , 2003; etc. Bortolotti , 2005; Mekshiqi , 2010) in that type MORB lava and dykes the OMP , are attributet to the earliest phase of oceanic spreading, while volcanic heterogeneous sequences of OML and their dominant character of trend IAT, are interpreted as magmatism of intra - oceanic subduction zones. In this model (Y. Dilek etc. , 2008), OMP and OML are developed through a progressive evolution of MORB and IAT in boninitic magma, on a subduction zone with western radix, which undergoes rapid withdrawal of the plate during and after the subduction. The boninitic magma of the final stages in Mirdita Ophiolites are accepted as produced by partial melting of relatively hot, under hydric condition of a ultrarefractory peridotite , during a rapid evolution of the mantelic supra-subduction wedge.

In this article we are presenting new geochemical studies for the most earlier magmatism, middle Triassic - Lower Jurassic (ß T2-J1), which belongs to rifting phase , represented by volcanogenic-sedimentary formation, which spreads in the periphery of ophiolite, with aim

order to build a scheme of geochemical and petrogenetic evolution of their magmatism. Our studies are based on a systematic documentation of detailed geochemical structure and stratigraphy of the vulkanite vullkano - sedimentary formation. This formation is characterized by intermediate -type MORB , WPB geochemical features. This oceanic crust represents earlier sinrifting stage of ophiolite and evidences obvious N-MORB and WPB features, while during the more advanced stages of oceanic basin and the western Mirdita ophiolite forming (OMP) , the oceanic crust show a MORB affinity.

Through an interpretation a petrogenetic and geochemistrical interpretation , we attempt to build a regional geodynamic model of the tectonomagmatic evolution of Mirdita ophiolite during rifting , inside Mesozoic neo-Tetis until the spreading of initial phase of the oceanic floor, during which was produced the MORB type crust.

In a general way, we argue the assumption that the continental rifting occurred during the Triassic-Lower Jurassic , was followed by the oceanic spreading of Middle-Upper Jurassic, which led to the formation of the Mirdita Ocean, analogous to the Red Sea type, which was located between Korab - Pelagonia microcontinent on east and Apulia mikroplate on west. Geological and structural data confirm that the ocean of Mirdita zone was formed in the graben structure of this area, specifying the existence of Mirdita zone ocean independently from this of Vardar.

Based on petrographic studies and chemical composition of the erupted magma and geochemical characteristics of volcanic rocks as petrogenetic indicator, and based on behavior of the major elements, trace elements, rare earth elements (REE), radiogenetic isotopes (Sr, Nd, Pb) of basalt of the sin-rifting volcanogenic-sedimentary belt in North Mirdita area (Albania) is concluded: that volcano-sedimentary formation belong to pre-ophiolitic sin-rifting of Triassic age. Magmatism is WPB (basalts within plates) up to MORB type-N (basalts of Normal Mid-ocean ridge). The formation of volcano-sedimentary belt, in the north part of the Mirdita zone, occurred in tectonic environments of an active rifting, that is proceeding of the Jurassic ophiolite formation of Mirdita zone. This conclusion is important for the study of evolution of the different sectors of Albanide within Helenide-Albanide-Dinaride ophiolite belt in the general evolution framework of the Tethys basin.

Key Words: *basalts, sin-rifting, volcano-sedimentary belt, Triassic.*

REFERENCAT

- BAKALLI F., KODRA A., DELAJ E., MILUSHI I., SHABANI M., SPAHO M., GODROLI M., THEODHORI P., SELIMI R. (1989).** Tiparet themelore të ndërtimit të formacionit vullkano-sedimentar të Jurasikut të sipërm dhe drejtimit e kërkimit të mineralizimit të bakrit të pasur. *Bul. i Shk. Gjeol. 4/1989, Tiranë.*
- BAKALLI F., MILUSHI I., JATA I., DELAJ E., ELEZI M., GJEÇI K. (1996).** Coper Mineralizations related to volcano-sedimentary formation in the Albanian ophiolites periphery. *Albania, 10-13 Aprile 1996.*
- BAKALLI F. (1985).** Disertacion: Mineralizimet sulfurore të tipit formacional gjenetik vullkanogjen.
- Bebien J, Shallo M, Manika K, Gega D, (1998). The Shebenik massif (Albania): a link between MOR and SSZ-type ophiolites. *Ofioliti 23, 7-15.*
- BECCALUVA L., COLTORTI M., PREMTI I., SACCANI E., SIENA F., ZEDA O., (1992).** Petrological outlines of the two Albanian ophiolitic belts and comparison with other Tethyan ophiolites. *Working Group Meeting-IGCP, nr. 256,*
- BECCALUVA L., COLTORTI M., PREMTI I., SACCANI E., SIENA F., ZEDA O., (1994).** Midle-ocean ridge and supra-subduction affinities in ophiolitic belts from Albania. *Ofioliti 19(1), pp.77-96.*
- BEZHANI V., QIRINXHI A., QIRICI V., (1975).** Kushtet e lokalizimit të mineralizimit sulfur të bakrit në rajonin e Gjegjanit dhe orientimet mbi kriteret e kërkimit. *F.Q.Gj. Tiranë*
- BEZHANI V., ÇAKALLI P., (1980).** Studim tematiko-përgjithësues e rilevues për prognozën e bakrit në rajonet Mirditë-Pukë-Kukës. *Fondi ISPGj. Tiranë.*
- BEZHANI V., TURKU I., SELIMI R., DELAJ E., (1990).** Mbi ndërtimin gjeologo-strukturor dhe mineralizimin sulfur në rajonin Morinë-Gjegjan-Surroj-Lurë. *Bul. Shk. Gjeol. 2/1990, Tiranë.*
- BEZHANI V., TURKU I., SELIMI R., GJEÇI K., MESHË Z., AVXHI R. (1989).** Studim tematiko-përgjithësues për konkretizimin e perspektivës për bakër të pasur në rajonin e vendburimit të Gjegjanit dhe Surroj-Vrrin-Pregjë Lurë. *Fondi ISPGj. Tiranë.*
- BORTOLOTTI V., KODRA A., MARRONI M., MUSTAFA F., PANDOLFI L., PRINCIPI G., SACCANI E. (1996).** Geology

Veçoritë gjeokimike dhe petrologjike të shkëmbinjëve të formacionit vullkano-sedimentarë në zonën Mirdita Veriore and petrology of ophiolitic sequences in Mirdita Region (Northern Albania). *Ofoliti* 21, 3-20.

BORTOLOTTI V., MARRONI M., PANDOLFI L., PRINCIPI G. (2005). Mesozoic to Tertiary tectonic history of the Mirdita ophiolites, northern Albania. *Island Arc* 14, 471-493.

BORTOLOTTI V., MARRONI M., PANDOLFI L., PRINCIPI G., SACCANI E. (2002). Interaction between mid-ocean ridge and subduction magmatism in Albanian ophiolites. *Journal of geology* 110, 561-576.

BORTOLOTTI V., CHIARI M., KODRA A., MARCUCCI M., MUSTAFA F., PRINCIPI G., SACCANI E. (2004). New evidences for Triassic MORB magmatism in the north Mirdita zone ophiolites (Albania). *Ofoliti*, 200 , 29 (2), p. 247.

BOSHNJAKU B., AHMETAJ A., HAKLAJ I. (1986). Raport i rievimit kompleks gjeologo-gjeokimik i Rajonit të Stoberdës, shk.1:2 000, 1983-1986. *F.Q.Gj. Tiranë*

CHIARI M., MARUCCI M., AND PRELA M. (2004). Radiolarian Assemblages from the Jurassic cherts of Albania: Neë data. *Ofoliti*, ol. 29 (2), pp 95-105.

COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.J. (1979). The interpretation of igneous rocks. *London; Allen and Unwin*, 450

DILEK Y., FLOWER M.F.I. (2003). Arc-trench rollback and forearc accretion: 2.A Model Template for ophiolites in Albania, Cyprus and Oman. In: *Dilek Y., Robinson P.T (Eds.), ophiolites in Earth History. Geological Society of London Special Publication*, ol.21 ,pp. 3-6 .

DILEK Y., FURNES H., SHALLO M. (2008). Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite 100, 174-209, doi: 10.1016/j.lithos.2007.06.026.

FLOWER M.F.S., DILEK Y. (2003). Arc-trench rollback and forearc accretion: 1. Collision-induced mantle flow model for Tethyan ophiolites, In: *Dilek, Y., Robinson P.T. (Eds), ophiolites in Earth History. Geological society of London Special Publication*, ol.21 ,pp.21- 1.

GJATA K., BECCALUVA L., COLTORTI M., SACCANI E., SIENA F., ZEDA O., PREMTI I., MILUSHI I. (1995). Studim "Petrologjia e ofioliteve të Mirditës Qendrore dhe të brezit lindor ofiolitik të Shqipërisë. *Projekt i perbashkët shqiptaro-italian. Tiranë, Dhjetor, 1995.*

HAKLAJ I. (1985). Relacion mbi rievimin e Masivit Ultrabazik Tropojë-Has, me marrje provash parësore kilometrike në të gjithë Masivin, i kryer në vitin1985. *FQGI. Tiranë*

HAKLAJ I., ETJ. (1986). Relacion mbi rievimin shlihor dhe luumetrik (sipas sedimenteve të rrjedhjeve ujore), në Masivin Ultrabazik Tropojë-Has, (në disa sektor: Shipshan, Lugu i Zi, Luzhë, Tpla, Stoberdë, Dobrunë etj.), shk. 1:10 000, i kryer në vitin1986. *FQGI. Tiranë*

HAKLAJ I. (2012). Karakteristikat gjeokimike të magmatizmit të Zonës Gashi. *Disertacion.*

HOXHA L. (1995). On the sulfide mineralisation of the Albanian ophiolite Volcanics. *Bul. Shk. Gjeol* 1/1995.

HOXHA L., (1982). Rregullsitë e përqëndrimeve të mineralizimeve sulfure në shkëmbinjët vullkanogjenë të Mirditës dhe perspektiva e mëtejshme e kërkimit. *(Disertacion), Tiranë.*

HOXHA L., PULAJ P., ZAÇAJ M., GJEÇI K. (1983). Tiparet e gjeologjisë dhe metalogjenisë të pjesëve periferike të zonës Mirdita. *Bul. Shk. Gjeol. 4/1983, Tiranë.*

HOXHA L., GJATA K., HALLAÇI H., GRAZHANI A., OSTROSI B., LEKA GJ. (2000). Teksti spjegues i hartës metalogjenike 1:200 000. *Arkivi i ISPGJ Tiranë.*

KODRA A. (1976). Mbi moshën Jurasike të formacionit vullkano-sedimentar të zonës Mirdita. *Përmb. Stud., 1/1976.*

KODRA A. (1976). Të dhëna të reja mbi ndërtimin gjeologjik të rajonit të Poravit. *Përmb. Stud. 4/1976.*

KODRA A., GJATA K. (1982). Ofolitet në kuadrin e zhvillimit gjeotektonik të Albanideve të Brëndëshme. *Bul. Shk. Gjeol., 2/1982.*

KODRA A. (1986). Gjeologjia dhe perspektiva e mineraleve të dobishme në rajonin Resk-Shishtavec. *Disertacion.*

KODRA A., VERGELY P., MESHIA A. (1994). Evolucionin tektonik i ofioliteve të Shqipërisë. *Arkivi i ISPGJ Tiranë.*

KODRA A., BORTOLOTTI V., BAKALLI F., MARCUCCI., MUSTAFA F., PIRDENI A., PRINCIPI G., KICI V., PRELA M., (1995). Stratigrafia dhe struktura e formacionit vullkano-sedimentar dhe mbulesës së ofioliteve. *Arkivi i ISPGJ Tiranë.*

KODRA A., GJATA K. (1996). Tectonic evolution of Mirdita Oceanic basin during Meso-zoic.

KODRA A., DULI F. (1997). Rraport on Regional Geology and Geochemistry of Concession Arceas of Karma Albanian Mining Ltd. And Skenderbeg Mining Co. Ltd., *Karma Alb. Mining Ltd.*

LE ROEX A.P., (1987). Source region of mid-ocean ridge basalts: evidence for enrichment processes. In mantle metasomatism, *M.A. Menzies & C.J. Hawkesworth, (eds), 389-422. London: Academic Press.*

MEKSHIQI N., OHNENSTETTER M., NEZIRAJ A., HOXHA S. (1992). Analiza për studime analitike petrologjike të ofioliteve të Tropojës në kuadrin e brezit ofiolitik lindor të Shqipërisë. *Analiza kimike komplete të litologjisë të ofiolitike në CRPG (Nan i, Fran ë) gja ë i e e 1992.*

MEKSHIQI N., DARDHA M. (2001). Raport studimi "Mbi evolucionin metalogjenik të kompleksit ofiolitik Tropojë-Has". *FQGI. Tiranë.*

MEKSHIQI N., NEZIRAJ A., MARKU S. (2005). Klasifikimi, karakteristikat gjeokimike dhe origjina e vullkaniteve në masivin ofiolitik Tropojë-Has. *Bul. Shk. Gjeol. 2/2005 , fq.29-44.*

MEKSHIQI N, GJONI V, KARAJ N, KARANXHA Z, HAMZALLARI A, (2007). Studim shkencor me titull: "Rivlerësime dhe rekomandime për krombajtjen e masivëve Tropojë-Has, Kukës, Lurë, Bulqizë dhe Shebenik-Pogradec.

Monografi. FQGJ, 35 .

MEKSHIQI N., GJONI V., HAKLAJ I. (2008). Karakteristikat dhe prespektiva e kromiteve ne ofiolitet e Albanideve. *Bul. Shk. Gjeol. 2/2008 fq. 68-98.*

MEKSHIQI N. (2010). Petrologjia e ofioliteve dhe veçoritë kryesore gjeokimike e morfo-strukturale të kromiteve në masivin Tropojë- Has. *UPT, IGJ, Tiranë. 310 f.*

MEKSHIQI N., KRISTINA G.J., KAZA G.J., UTA A. (2010). Petrologjia, Gjeokimia, Struktura e ofioliteve të Shqipërisë dhe modeli Gjeodinamik i formimit të tyre. Rraport për rezultatet e punës, viti 2010. *UPT. IGJ. Depart a enti i Gjeoresurseve dhe Gjeoinxhinierisë. f.1- 89*

MEKSHIQI N., KRISTINA G.J. (2011). Petrologjia, Gjeokimia, Struktura e ofioliteve të Shqipërisë dhe modeli Gjeodinamik i formimit të tyre. Rraport për rezultatet e punës, viti 2010. *UPT. IGJ. Depart a enti i Gjeore ur e e dhe Gjeoinxhinierisë. f.1- 91*

MEKSHIQI N., DEDA T. (2012). Përpilimi i hartës formacionale të Albanideve. Rraport për rezultatet e punës, viti 2010. *UPT. IGJ. Depart. i Gjeoresurseve dhe Gjeoinxhinierisë. f. 1-71*

MIDDLEMOST E.A.K. (1975). The basalt clan. *Warth Sci. Rev. 11,337-64.*

MILUSHI I. (1996). Karakteristikat gjeologo-strukturore dhe mineralizimi sulfur në kompleksin vullkano-sedimentar në shembullin e rajonit Poravë-Arst-Levoshë. *Disertacion*

MIYASHIRO A. (1978). Nature of volcanic rock series. *Contrib. Mineral. Petrol. 66, 91-104.*

NAKAMURA N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta.38,757-73.*

NEZIRAJ A. (1992). Etude petrologique et metallogénique du massif ophiolitique de Tropoja, Albanie. Reference particulier aux gisement de chromite et elements dy groupe de platine. *These Universite d' Orleans.*

OHNSTETTER M. (1985). Classification petrographique et structurale des ophiolites echo de la dynamique des zones de transition croute- manteau. Incidence sur la nature et la disposition des corps de chromite associes. *C.R. Acad.Sc. Paris, t. 301, serie II, n: 2*

PAPA S., HAKLAJ I. (1984). Rraport i rivevimit gjeologo-gjeokimik të Rajonit Rushtë-Çuka e Degës-Dushaj, në shkallë 1:10 000, i kryer në vitet 1983-1984. *FQGJ, Tirane*

PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol., 69: 33-47.*

ROBERTSON A.H.F., SHALLO M., (2000). Mesozoic-Tertiary evolution of Albania in its regional Eastern-Mediterranean context. *Tectonophysics 316, 197-254.*

SCHILLING J.G., ZAJAC M., EVANS R., JOHNSTON T. (1983). Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 27° N to 73° N. *Am I. Sci. 283, 510-86.*

SHALLO M. (1967). Vështrim i shkurtër mbi magmatizmin dhe mineralizimin sulfid lidhur me të në pjesën veriore të zonës Mirditës. *Përmb. Stud., 5/1967.*

SHALLO M. (1980). Petrologjia e shkëmbinjve magmatik të Mirditës qëndrore dhe mineralizimet sulfure lidhur me ta. *Disertacion. Arkivi i ISPGJ, Tiranë.*

SHALLO M. (1991). Ofiolitet e Shqipërisë. *Disertacion. Biblioteka kombëtare.*

SHALLO M. (1970,A). Disa aspekte të gjeologjisë dhe gjenezës së vendburiimeve kollçedane vullkanogjeno-sedimentare të Shqipërisë. *Përmb. Stud. 15/1970, Tiranë. f.25-41*

SHALLO M., DILEK Y. (2003). Development of the ideas on the origin of Albanian ophiolites, *In: Dilek, Y., Ne o S. (Ed), Ophioli e Con ep and he E olution o Geologi al Though . Geologi al So ie o A e Special Paper, Vol. 73, pp.351-364.*

SHALLO M., KOTE DH., VRANAJ A., PREMTI I. (1985). Magmatizmi ofiolitik i Shqipërisë. *Vol. 1,2. Tiranë*

SHALLO M., SPIRO A. (1968). Vlersim i perspektivës për xehrorë të pasur në zonën e përhapjes së formacionit vullkano-sedimentar Morinë- Selishtë. *F.Q.GJ, Tiranë.*

SHALLO M. (1980). Petrologjia e shkëmbinjve magmatik të Mirditës Qëndrore dhe mineralizimet sulfurore të lidhura me ta. *Disertacion I.*

TASHKO A. (1976). Disa dallime gjeokimike që vërehen brenda shkëmbinjve ultrabazikë. *Përmb. Stud., 4/1976.*

TASHKO A. (2006). Gjeokimia, Ligjësi dhe Zbatime. *ShBLU, 2006. 274 f.*

TURKU I. (1981). Petrologjia e vullkaniteve mesozoike të zonës Mirdita dhe Krasta-Cukali dhe metalogjenia e tyre. *Disertacion, Tiranë.*

TURKU I. (1991). Vullkanizmi ofiolitik i Jurasikut i zonës Mirdita dhe mineralizimi sulfid që lidhen me të, **DISERTACION DOKTORATURE.**

TURKU I. (1992). Oceanic and Island volcanices in Mirdita Zone (Albania). *Working Group eeting nr.256.*

WILSON M. (1989). Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach. *Published by Springer, P.O.Box 17,3300 AA Dordre h , The Ne herland .*

ZAÇAJ M., SHALLO M., DEDE T., DACI A., ÇINA A., ALLIU I. (2001). Gjeologjia dhe metalogjenia e mineralizimeve sulfure të bakrit të Shqipërisë. *Monografi, 239 . Tiranë, Dhje or 2001.*

PETRAQ NAÇO*, EDMOND DUSHI*, FATBARDHA VINÇANI*, JANI SKRAMI*

Përmbledhje

Rajoni Ballsh-Fier-Lushnje, si shumë sektorë të tjerë përgjatë strukturës gjeologjike të Albanideve, është i njohur për tërmetet e fortë, që e kanë goditur vazhdimisht atë. Tërmetet më të hershëm, të fortë të njohur deri më sot, lidhen me sizmicitetin historik, i cili daton në shek. II-III (B.C.), me tërmetet shkatërrimtarë, që kanë goditur qytetin antik të Apolonisë. Por, një evidentim më i plotë i këtyre fenomeneve gjeologjike, daton pas vitit 1900, me fillimin e regjistrimeve instrumentale sizmologjike në rajonin tonë, ashtu si kudo në botë. Gjatë kësaj periudhe, numërohen më shumë se 12 tërmete me $M > 5.0$, të cilët kanë goditur rajonin Ballsh-Fier-Lushnje dhe zonat përreth tij. Bazuar në analizën e karakteristikave të këtij sizmiciteti dhe kryesisht në zgjidhjen e mekanizmit të vatrave të tyre, konkludohet se gjenerimi i tërmeteve, ashtu si dhe strukturimi i gjithë trevës, lidhet me tektonikat aktive, që përshkojnë rajonin. Mbështetur në informacionin e bollshëm që disponojmë për këtë sektor, nëpërmjet puseve të thellë të shpuar dhe profileve sizmike, kemi ndërtuar ecurinë në thellësi të linjave kryesore tektonike dhe të strukturave antiklinale, që qëndrojnë në krahë të tyre. Modeli tektoniko-strukturor i ndërtuar, shkon në thellësi deri në 10 kilometra, i cili në shumë pika është i verifikuar me puse të thellë të shpuar. Përmëdimin pusin Ardenica-18, me thellësi 6700 m. Rajonin e konsiderojmë një nyje të rëndësishme, në shtrirje të strukturës tektonike të Albanideve, në hapësirat e të cilat ndodh përplasja e zonës orogjenike Albanide me platformën Apuliane. Në këtë kuptim, të krijohet përshtypja, se kemi të bëjmë me një zonë kolizioni, në të dy anët e së cilës, kemi ndryshime të theksuara, të ndërtimit strukturor dhe të trashësisë së formacioneve gjeologjike. Linja kryesore tektonike, e cila qëndron në ballë të

orogjenit Albanid për rajonin, është ajo që kufizon në perëndim strukturat antiklinale të Patos Verbasit e Cakranit më në jugë. Ndërkohë, kjo linjë përbën edhe rrafshin tektonik, që përcjell ose shkarkon në drejtim të perëndimit, energjinë strukturuese, që vjen nëpërmjet fushës së shtypjes krahinore. Përballë saj, paksa në perëndim, në trajtën e një tektonike kundrahedhëse regjionale, qëndron bekthrafi i Ardenicës, i cili është i karakterizuar nga disa cilësi. Thellësia shumë e madhe, mbi 7-8 km; gjurma e sipërme, gati pranë sipërfaqes; tiparet kundrahedhëse dhe mbartja mbi vete e procesit rrudhaformues të formacionit mollasik. Një linjë tjetër kryesore tektonike, është ajo që kufizon në veri, antiklinalet e Tragjasit, Selenicës, Kremenarë-Shëndëllisë dhe më në lindje akoma, strukturat e brezit të Beratit. Në aspektin e ecurisë azimutale, këto linja shkojnë tërthorë me strukturën tektonike të Albanideve, duke u identifikuar kështu, si një nga segmentet më aktiv të transversales Vlorë-Elbasan-Dibër. Thellësia shumë e madhe dhe gjeodinamizmi aktiv, janë të shprehura, me daljen e evaporiteve në sipërfaqe, praninë e kundrahedhjeve pranë sipërfaqësore, dhe lëkundjet e shpeshta tërmetore. Për sa thamë është e mjaftueshme, për të kuptuar, përse rajoni Ballsh-Fier-Lushnje përfshihet shpesh në lëkundje të fuqishme tërmetore, të cilat në disa raste mundë të jenë të stimuluar.

Fjalët kyç: Lëkundje tërmetore, thyerje tektonike aktive, Fieri, tektonika kundrahedhëse, boshti shtypjes krahinore.

*Instituti i Gjeoshkencave, Energjisë, Ujit dhe Mjedisit, Tiranë

Hyrje

Në kuptimin gjeologjik, treva për rreth qytetit të Fierit është nga më interesantet. Ajo është e karakterizuar nga fenomene, ngjarje e pasuritë rëndësishme nëntokësore. Në hapësirën e këtij rajoni janë zbuluar disa vendburime të rëndësishme hidrokarbure, siç është ai i Marinzës, Patosit, Visokës, Ballshit, etj. Shtratimet naftëmbajtëse janë përqëndruar si në prerjen karbonatike të Kretë-Eocenit, ashtu dhe në formacionin mollasik të Tortonian-Mesinianit. Kyelement na bënë të kuptojmë, që kemi formim e riformim shtratimesh hidrokarbure, pra që rajoni, herë pas here, është i përfshirë në lëvizje të fuqishme tektonike. Në sipërfaqe karakterizohet nga fenomene e ngjarje të rëndësishme gjeologjike, siç janë transgresioni i Serevalianit, i Tortonian-Mesinianit, i Pliocenit, element të cilët, dëshmojnë për diversitet të fuqishëm lëvizjesh tektonike. Në kuptimin strukturor, në hapësirën e tij, gjejnë zhvillim struktura të shumta, si në sipërfaqe, ashtu dhe në thellësi. Kujtojmë këtu, antiklinalet karbonatik sipërfaqësor të Kremenarës e Shëndëllisë, antiklinalet në thellësi të Ballshit e Cakranit, si dhe antiklinalin e varrosur të Patos Verbasit. Të gjithë këta element dëshmojnë se rajoni, që në kohë të hershme gjeologjike, është përfshirë

Tabela 1. Të dhënat e pusëve të shpuar në rajonin e studiuar. (sipas Naço P. 2013, bazuar në dosjet e pusëve të shpuara ING (1970-1995))

Emërtimi i pusit	Koordinatat	Thellësia maks., (metra)	Pliocen (metra)	Tort.-Mesin (metra)	Burd. - Akuit (metra)	Olig. i Posht (metra)	Eoc.- Jur (metra)
<i>Ardenica-18</i>	X:19.897 Y: 81.111 Z:129.8	6700	0-1040	1040-3480 5670-6700	3480-4330	4330-5670	
<i>Ardenica-15</i>	X: 24.130 Y: 79.693 Z: 18.6	2748	0-1230	1230-2748			
<i>Këmishtaj-1</i>	X:27.684 Y:86.114 Z: 11.1	4000	0-2467	2467-3820		3820-3900	3900-4000
<i>Marinza-537</i>	X: 16.203 Y: 87.599 Z: 12.5	3164	0-1320	1320-1713		1713-3025	3025-3164
<i>Verbas-3</i>	X: 0.8801 Y: 83.145 Z: 19.5	3500	0- 800	800-1681			1681-3500
<i>Zharrëz-2</i>	X: 0.8997 Y: 84.985 Z: 39.7	2500	0- 640	640-1309			1309-2500
<i>Kosova-2/s</i>	X: 29.689 Y: 99.882 Z: 53	2884	0- 230	230-2790		2790-2884	

Tabela 1. The data of wells that are drilled in the studied region. (after Naço P. 2013, based on drilling dossier ING (1970-1995))

në lëvizje të fuqishme strukturuere. Një realitet të rëndësishëm gjeodinamik, konsiderojmë antiklinalin e varrosur të Patos Verbasit, i cili jo vetëm për përmasat e mëdha, por edhe për diversitetin e lëvizjeve tektonike, që mbart mbi vete, është shumë domethënës. Për sa thamë, besoj se është e preکشme, për të kuptuar gjeodinamizmin e theksuar, që ka karakterizuar trevën, për gjatë kohëve gjeologjike. Ky gjeodinamizëm bëhet edhe më i preکشëm, po ti referohemi tërmeteve që kanë goditur herë pas here atë. Këto janë disa nga drejtimet kryesore, që mendojmë të trajtojmë gjatë këtij artikulli, për të nxjerrë në dukje tektonikën aktive, gjeodinamizmin dhe sizmicitetin që karakterizon trevën gjeologjike për gjatë rajonit Ballsh-Fier-Lushnje.

Të dhënat

Të dhënat që mundësohen për shtjellimin e tektonikës aktive dhe sizmicitetit në rajonin e Fierit janë të shumta. Kjo ka rrjedhur nga interesi, që ka patur rajoni për kërkimin e hidrokarbureve. Mbi të janë kryer studime të rëndësishme gjeologjike, sipërfaqësore dhe të thellësisë. Janë kryer profile sizmike, të cilët mundësojnë modelin strukturor të thellësisë dhe linjat tektonike të zhvilluara përgjatë tij. Janë shpuar puse të shumtë, të projektuar për kërkimin e naftës. Numri

Tabela 2. Tërmetet e fortë të ndodhur në zonën e Fierit, për periudhën 58 BC deri në vitin 2006 (sipas Sulstarova E., Koçiaj S., 1975.)**Table 2.** Strong earthquakes occurred in Fieri region (217 BC-2006), $M > 4.5$ (according to Sulstarova E., Koçiaj S., 1975.)

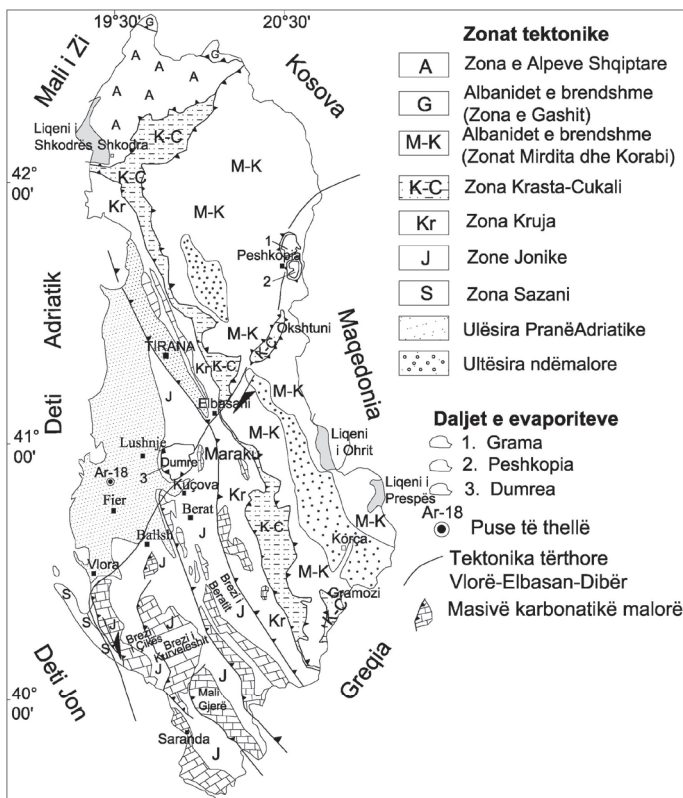
Nr.	Data		Koha		Koordinatat		Thell.	Mag.	IO	Epiqendra
	yyyy/mm/dd	hh:mm:ss	V-J	L-P						
1	0217/00/00	00:00:00	40.74	19.47	33	6.3	8.3	1.5 km nga Pojani		
2	1929/01/17	00:06:40	40.60	19.60	18	5.1	6.5	4.5 km në VP të Gorishovës		
3	1929/01/30	13:53:04	40.60	19.60	39	5.4	7.0	4 km në VP të Gorishovës		
4	1930/12/25	23:45:00	40.60	19.30	19	4.6	6.0	14 km në P. të Novoselës		
5	1931/09/20	03:30:30	40.60	19.70	13	5.0	6.5	3 km në VP të Ballshit		
6	1939/08/09	03:30:24	40.60	19.70	14	5.3	7.0	3 km në VP të Ballshit		
7	1940/02/23	03:39:56	40.60	19.60	13	5.5	7.0	4 km në VP të Gorishovës		
8	1940/03/06	00:00:00	40.60	19.60	18	4.9	6.5	4 km në VP të Gorishovës		
9	1940/03/18	03:50:00	40.60	19.60	18	4.6	6.0	4 km në VP të Gorishovës		
10	1952/06/19	00:22:59	40.60	19.70	8	4.5	6.0	3 km në VP të Ballshit		
11	1959/09/03	04:02:06	40.70	19.60	17	4.5	6.0	4 km JL të Fierit		
12	1962/03/18	15:30:32	40.66	19.59	14	6.0	8.0	3 km JP të Patosit		
13	1967/07/13	14:38:58	40.70	19.70	17	4.7	6.0	4 km në P të Kurjanit (Fier)		
14	1967/09/07	03:32:22	40.70	19.60	13	4.8	6.0	4 km JL të Fierit		
15	1976/09/07	19:41:34	40.66	19.59	11	5.0	7.1	3 km JP të Patosit (Rërez)		
16	1982/11/16	23:41:21	40.70	19.65	15	5.7	7.0	pranë Rroskovecit		
17	1985/01/16	23:35:58	40.67	19.28	23	5.0	6.5	Në grykëderdhen e l. Vjosë		

i puseve është i konsiderueshëm dhe me thellësi, që varion nga 1000-2000 m deri në 6700 m (pusi Ardenica -18). Nëpërmjet këtij informacioni të bollshëm, është ndërtuar harta strukturore e thellësisë, për tavanin e prerjes karbonatike të Kretak- Eocenit. Harta strukturore na ka ndihmuar, në krijimin e përfytyrimit, për shtrirjen dhe ecurinë e njësive strukturore dhe të linjave tektonike në hapësirë, për sa i përket tavanit të karbonateve. Të dhënat e regjistruara për tërmetet e fortë ($M > 4.5$), (Sulstarova E., etj., 1975) përbëjnë elementin më të rëndësishëm dhe më koherent, për të argumentuar tektonikën aktive dhe sizmicitetin shoqërues të saj. Për sa thamë më sipër, kuptohet, që informacionin e përdorur për shtjellimin e këtij artikulli e kemi grumbulluar nga katër burime të dhënash. Të dhënat gjeologjike sipërfaqësore, të mara nga rievime të ndryshme, të bëra në vite. Të dhënat e mara për thellësinë, në trajtën e prerjeve vertikale, nëpërmjet profileve sizmike. Të dhënat e mara në trajtën e kolonave litofaciale, nëpërmjet puseve të shpuar (Tab. 1), për kërkimin e hidrokarbureve si dhe të dhënat mbi tërmetet e ndodhur në rajonin e Fierit dhe rreth tij, kryesisht nga studime të kryera deri me tani (Tab. 2).

Pozicioni i rajonit në kuadrin e Albanideve

Në pikëpamje të strukturës gjeologjike të Albanideve, rajoni i marë në studim, bën pjesë në Albanidet e Jashtme. Më konkretisht, Vlorë-Elbasan-Dibër (Sulstarova E., etj.,

është pjesë e zonës tektonike Jonike, i pozicionuar në përhapjen më veriore të saj (Fig. 1). Në pikëpamje gjeomorfologjike vendoset në hapësirën, që shpreh kalimin nga treva malore e Shqipërisë së jugut, për në fushën e Myzeqesë. Ky kalim bëhet në mënyrë graduale, nëpërmjet një sistemi kodrinor, që vijon përafësisht, nga fshati Greshicë në jug, deri në fshatin Dukas në veri. Në aspektin litofacial, sistemi i kodrave është i ndërtuar, kryesisht, nga formacioni flishor, ndërsa në pjesën më veriore, në hapësirën e kalimit për në fushën e Myzeqesë, nga formacioni mollasik. Ndërsa, në kuptimin strukturor-formacional, ai është i pozicionuar midis daljes së strukturave karbonatike në sipërfaqe, në jug dhe formacionit mollasik Pliocenik, në veri. Hypoqëndrat e tërmeteve të ndodhura, për rrjedhojë edhe rajoni i marë në studim, gjenden në veri të atij elementi të rëndësishëm gjeologjik, që ka bërë të mundur strukturimin dhe malformimin e trevës malore të Shqipërisë së jugut. Bëhet fjalë për tektonikën tërthore aktive Vlorë-Elbasan-Dibër (Naço P., etj, 2009; 2011). Pra, aktiviteti sizmik si dhe shumë fenomene të tjera të rëndësishme gjeologjike e gjeodinamike, janë të diktuar e të lidhura me këtë element të rëndësishëm tektonik regional. Është pikërisht kjo tektonik regionale përgjegjëse për çlirimin e pjesës më të madhe të energjisë së akumuluar sizmike, me tërmetet e shumta dhe të fortë, që ndodhin brënda zonës sizmogjene Vlorë-Elbasan-Dibër (Sulstarova E., etj.,



Figurë 1. Harta skematike tektonike e Shqipërisë, me rajonin e studjuar (sipas Naço P.)

Figure 1. Schematic tectonic map of Albania (after Naço P.)

1980). Pjesë e këtij gjeodinamizmi, janë edhe strukturat nëntokësore të Cakranit, Kreshpanit, Ballshit e Patos Verbasit, së bashku me gjithë elementët specifik të gjithë secilës, të cilat në trajtën e një uniteti strukturor, ndodhen në veri të tërthores aktive, të cituar më sipër. Për sa më sipër, besoj se kemi bërë të mundur të kuptohet se rajoni i studiuar është pjesë e hapësirës së marrëdhënieve ndërmjet platformës së Adrias (Sazani – Apuliane) dhe zonës orogjenike Albanide. Pra, ai ka një përhapje më të gjerë dhe më komplekse, se pjesa më veriore e zonës tektonike Jonike.

Strukturat, fenomenet dhe linjat tektonike në sipërfaqe

Për të kuptuar më mirë, se çfarë ndodh me tektonikën aktive dhe sizmicitetin në rajonin Ballsh-Fier-Lushnje, e gjykojmë

të domosdoshme, të debatojmë pak më gjerë, për elementët strukturorë dhe fenomenet më të rëndësishme gjeologjike, që takohen përgjatë tij. Në pjesën jugore zbulohen në sipërfaqe, antiklinalet karbonatik të Kremenarës e Shëndëllisë (Fig. 2), si vazhdimësi verilindore e brezave antiklinal të Çikës e Kurveleshit. Ndërsa, në afërsi të Kuçovës, antiklinalet karbonatike të Shpiragut e Kullësit, si vazhdim më verior i brezit antiklinal të Beratit.

Shikojmë se, përhapja e këtyre strukturave, në drejtim të veriut, kufizohet gati sipas një linje, me shtrirje verilindore, e cila pozicionohet tërthor me orientimin Albanid të njësive tektonike. Kjo

linjë ka trajtën e një kufiri ndarës, ku në të dy anët e saj kemi evolucione të ndryshme strukturore. Në jugë të saj, gjejnë zhvillim masivët malorë të Shqipërisë së jugut, të cilët dëshmojnë për strukturim dhe rrudhaformim të fuqishëm, për rrjedhojë, për dinamizëm dhe intensitet të lartë veprimi, të boshtit të shtypjes krahinore. Ndërsa, në veri të saj, gjejnë zhvillim trevat e ulura, në trajtën e muldave apo njësive sinklinale, duke dëshmuar për regjim tektonik depresiv, krahasuar me ato më në jug. Jemi të mendimit, se kemi të bëjmë me një thyerje tektonike tërthore, të thellë, aktive dhe të hershme, e cila ka luajtur dhe vazhdon të luaj një rol të rëndësishëm, në zhvillimin dhe strukturimin e Albanideve, në të dy anët e këtij segmenti (Naço P., etj., 2009; 2011). Në hapësirën më veri

lindore, të rajonit të marë në studim, të saj me zonën Orogjenike, në kushte pozicionohet Diapiri evaporitik i Dumresë, i cili përfaqësohet nga formacioni evaporitik, me moshë Triasike, ose Permo – Triasike. Nisur nga mosha shumë e vjetër e tij, krahasuar me ato të shkëmbinjve rrethues, gjykojmë se ai është shprehje e komunikimit të thellësive të mëdha të nëntokës, me sipërfaqen. Kështu që, e konsiderojmë një element të rëndësishëm tektonik, për të kuptuar dhe shpjeguar gjeodinamizmin dhe sizmicitetin, që karakterizon rajonin Ballsh-Fier-Lushnje. Ky element bëhet edhe më i rëndësishëm, po të kemi parasysh vetinë duktile që gëzojnë evaporitet dhe të qenurin e tij, pranë tektonikës tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër. Një e dhënë tjetër, që të tërheq vëmendjen janë muldat e Selenicës, Patosit e Kuçovës (Fig. 2).

sipërfaqësore, si dëshmi e lëvizjeve të reja dhe të rëndësishme tektonike. Këto mulda, nën vete maskojnë antiklinale karbonatik të varrosur, që do të thotë, se nga treva malformuese, që përjetonin ngritje e erozion të vazhdueshëm, janë shndërruar në njësi të ulura akumuluese, të shprehura me formimin e formacionit mollasik. Pra, muldat e Kuçovës, Patosit e Selenicës janë produkt i lëvizjeve tektonike ulëse, në të cilën janë përfshirë respektivisht antiklinalet e Kuçovës, Patos Verbasit e Selenicës. Këto fakte dëshmojnë, jo vetëm për gjeodinamizmin kompleks, të krijuar nëpërmjet aktivizimit të tërthores Vlorë-Elbasan-Dibër, por dhe për moshën shumë të re, të këtij aktiviteti tektonik. Një element të rëndësishëm strukturor dhe

gjeodinamik konsiderojmë rrudhosjet mollasike të Lushnjes, Ardenicë–Divjakës dhe Kreshpan – Frakull – Apollonisë (Fig. 2). Ato janë shprehje e regjimit të vonshëm rrudhaformues dhe aktivitetit neotektonik që përjeton treva. Në mes tyre, rrudhosjet mollasike, janë ndarë nga njësi të gjëra sinklinale. Sinklinali i Ballagatit zhvillohet ndërmjet Diapirit evaporitik të Dumresë dhe rrudhosjes së Lushnjes, duke shprehur njëkohësisht, ndarjen dhe

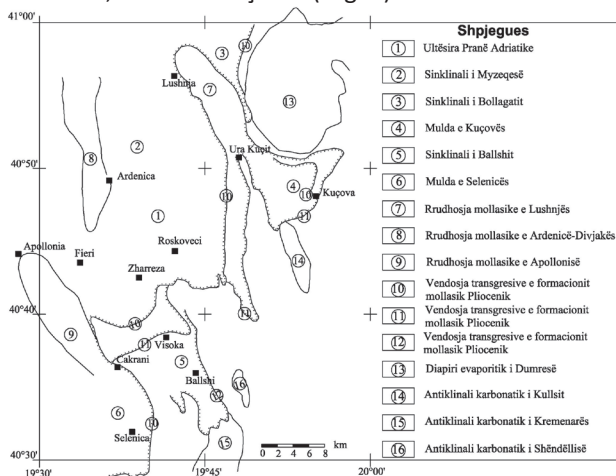


Figura 2. Skema sipërfaqësore me njësitë tektonike kryesore
Figure 2. Surface scheme with the main tectonic units

Ato vendosen në trajtën e një vazhdimësie, nga jugperëndimi drejt verilindjes, duke u pozicionuar përafërsisht paralel me linjën, që kufizon përhapjen në drejtim të veriut, të trevës malore të Shqipërisë së jugut. Me këtë arsytim, duam të themi, se këto njësi të ulura: ndodhen në veri të tërthores Vlorë-Elbasan-Dibër; janë me moshë të re, para Pliocenike dhe dëshmi e regjimit depresiv, që ka përjetuar treva gjeologjike, mbi të cilën ato janë formuar. Ndërkohë, ato qëndrojnë në ballin e Ultësirës Pranë Adriatike, në konditat e marrëdhënieve

unifikimin, midis këtyre elementëve të rëndësishëm strukturor. Aty ku këto njësi përplasen me njëra tjetrën, në kondita centriklinale jugore, mbyllet dhe sinklinali i Ballagatit, duke shënuar njëkohësisht mbylljen e Ultësirës Pranë Adriatike në drejtim të jugut, por edhe hapjen e saj, në drejtim të veriut e veriperëndimit. Sinklinali i Myzeqesë ndanë në mes tyre rrudhosjet mollasike të Lushnjes e Ardenicë – Divjakës. Ai mund të konsiderohet si pjesa qëndrore e Ultësirës Pranë Adriatike, të cilin në konditat e marrëdhënieve vazhdimin më jugor e kemi konceptuar

si mulda e Patosit. Është kjo e fundit, e cila ruanë të ngurtësuar në vetvete, në trajtën e një buze anësore, evolucionin e marrëdhënieve midis zonës Oroqjenike dhe Përkuljes anësore, ose siç i thonë ndryshe Përkuljes Paramalore. Rudhosjet mollasike të Ardenicës e Apolonisë, në ecurinë e tyre drejt juglindjes, bëhen pjesë e periklinalit verior të rrudhosjes flishore të Cakranit (Harta gjeologjike, 1: 200 000). Pra, kemi një përplasje, ose unifikim të njësive strukturore sipërfaqësore në shtrirje, gjë e cila indirekt të bënë të mendosh, se kjo përplasje i ka rrënjët në thellësi, aty ku ka fillësat e veta procesi i rrudhaformimit. Ultësira PranëAdriatike është një njësi e rëndësishme dhe potenciale në strukturën gjeologjike të Albanideve. Kjo, si për përhapjen e madhe, si për trashësitë e konsiderueshme të formacioneve shkëmbore, nga të cilat ndërtohet, ashtu dhe për ngjarjet dhe elementët e shumtë strukturor e tektonik që mbart në vetvete. Përmendim këtu transgresionet e Serevalianit, të Mesinian – Tortonianit dhe Pliocenit (Fig. 2), të cilët me praninë e tyre janë dëshmi e ngjarjeve të fuqishme rrudhaformuese, nga të cilat është kapur treva në studim. Këta kufij mospajtuës, në trajtën e s h ë n j u e s v e , takohen në sipërfaqe, në konditat e buzëve anësore, por ata vijnë edhe në thellësi, duke i dhënë trevës tiparet e një rajoni

disa katësor. Nga këtu kuptojmë, se rajoni përgjatë

sipërfaqe, nga studiues të ndryshëm janë vizatuar disa linja tektonike (Fig. 3). Këto thyerje tektonike, në rastin e problemit konkret që po trajtojmë, i konsiderojmë shumë të rëndësishme, sepse ato janë shprehje direkte e lëvizjeve zhvendosëse, nga të cilat është kapur treva. Shikojmë, se ato nuk janë vendosur në mënyrë kaotike, por janë të lidhura me disa nga njësitë kryesore tektonike. Një grup i fuqishëm linjash tektonike është përqëndruar në ballin e brezit antiklinal të Beratit, në konditat e marrëdhënieve të tij me brezin sinklinal të Memaliajt. Këto thyerje tektonike janë sa të vjetra po aq dhe të reja, duke kufizuar në perëndim gëlqerorët Kretak të antiklinalit të Shpiragut, por duke ndërprerë edhe seritë transgresive të formacionit mollasik. Një grup tjetër linjash tektonike është përqëndruar, në konditat e periklinalit verior dhe të krahut perëndimor, të antiklinalit të Shëndëllisë. Lëvizjet zhvendosëse, janë produkt i procesit strukturues, në të cilin është përfshirë kjo njësi antiklinale, si në konditat e formimit, të ecurisë së saj drejt veriut, ashtu dhe të realizimit të

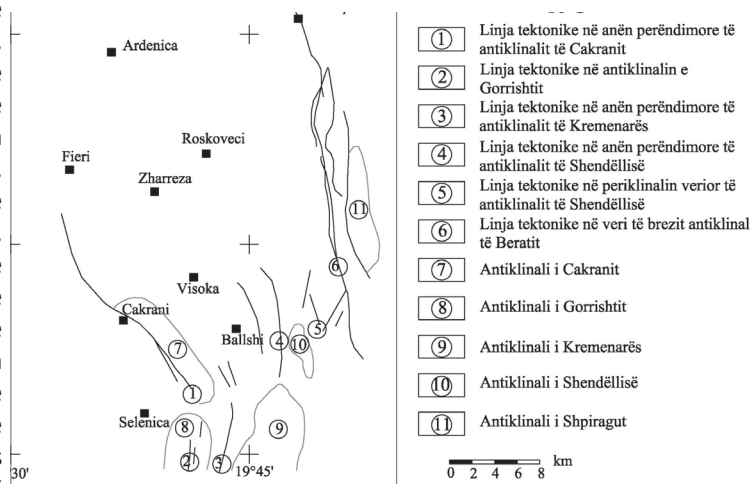


Figura 3. Skema sipërfaqësore me linjat tektonike (sipas Naço P. 2013, bazuar në Xhomo A. etj., 2002 & Shehu R. etj., 1983)

këtu kuptojmë, se rajoni përgjatë

procesit të strukturimit, ka kaluar nëpër marrëdhëniet, me strukturën antiklinale disa faza rrudhosëse, disa nga të cilat bile të Ballshit, që ndodhet në perëndim të saj. shumë të reja, siç është ajo Pliocenike dhe Linja të fuqishme tektonike, shoqërojnë Pas Pliocenike. Në hapësirën e rajonit, në edhe përhapjen më perëndimore të

antiklinalit të Cakranit (Fig. 3), të cilat ndërpresin si formacionin flishor të krahut perëndimor të tij, ashtu dhe formacionin mollasik, në konditat e marrëdhënieve midis rrudhosjeve molasike të Ardenicë – Kreshpanit e Apolonisë (Harta gjeologjike, 1: 200 000). Këto thyerje janë sa të vjetra, po aq dhe të reja, duke qenë ndoshta aktive dhe sot e kësaj dite. Ato kanë bërë të mundur strukturimin e antiklinalit karbonatik të Cakranit dhe përplasjen strukturoro – tektonike midis rrudhosjeve mollasike të Ardenicë-Kreshpanit e Apolonisë. Për sa thamë, besoj se është e mjaftueshme, për të treguar, se elementët gjeologjik sipërfaqësor, janë shumë të rëndësishëm për të kuptuar, atë çfarë ndodh në thellësi të mëdha.

Strukturat dhe linjat tektonike në thellësi

Ndërtimi strukturor në thellësi, në shumë raste është pasqyrim i ndërtimit gjeologjik në sipërfaqe. Por, në shumë raste të tjera, sidomos në rajonet me tektonik të zhvilluar (Naço P., 1999) dhëndërtim disa katësor, situatat janë më të komplikuar. Për të kuptuar më mirë, se çfarë ndodh në thellësi, me ndërtimin strukturor dhe tektonik të rajonit në studim, po i referohemi hartës strukturore

Patos Verbas. Të dy vargjet janë kufizuar në perëndim me kontakte tektonike mbihypëse. Vargu i Cakranit është më i thelli, më jugperëndimori dhe i poshtështuar strukturalisht nën atë të Patos Verbasit. Pak sa në juglindje të qytetit të Fierit, kemi përplasje të dy linjave tektonike, duke vijuar në drejtim të veriut si një e vetme (Fig. 4), për rrjedhojë kemi përplasje edhe të vargjeve strukturore respektive. Nyjet e përplasjeve tektonike konsiderohen si segmentet më të dobësuar dhe janë të predispozuar, për të gjeneruar lëkundje të fuqishme tektonike. Të tillë e mendojmë edhe nyjen, ku periklinali verior i vargut strukturor të Cakranit, shuhet nën mbihypjen e vargut strukturor të Patos Verbasit (Fig. 4). Në perëndim të grupimit strukturor Cakran-Patos Verbas, tavani i karbonateve pëson një ulje të fuqishme, sa që pusi Ardenica-18, megjithë thellësinë 6700 m, nuk arriti të kap atë.

Siç kuptohet, thyerja tektonike që kufizon në perëndim grupimin strukturor Cakran-Patos

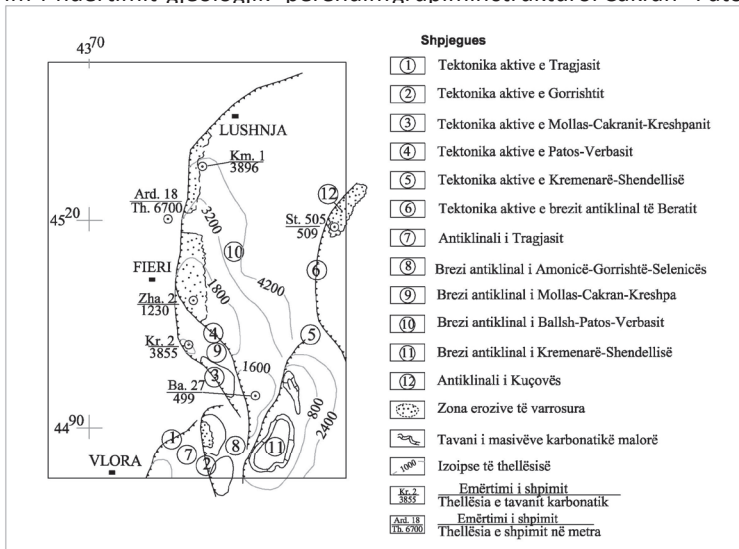
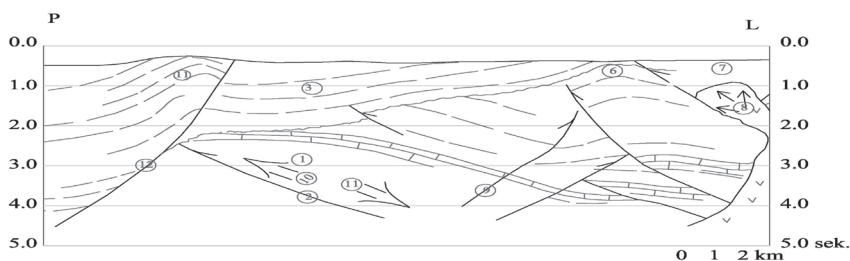


Figura 4. Harta strukturale sipas tavanit të karbonateve
 Figure 4. Structural map under the carbonate ceiling

të thellësisë, të ndërtuar sipas tavanit të formacionit karbonatik, me moshë Triasiko – Eocenike (Fig. 4). Siç duket nga harta, pjesën më të madhe të rajonit e mbulon grupimi strukturor Cakran-Patos Verbas, i cili është i organizuar në vargjet strukturore Mollas-Cakran-Kreshpan dhe Hekal-Ballsh-

Verbas, merr përmasat e një zone kolizionike, e cila vë përballë zonën orogjenike Albanide, me platformën Adriatike. Pra, është plani kryesor tektonik lëvizës, që transmeton në drejtim të perëndimit, sforcimin e regjimit në shtypje që përjeton treva. Çdo element tjetër tektonik është dytësor dhe i rrjedhur

prej tij, sado i fuqishëm dhe aktiv që të jetë. poshtështrohet dhe mbyllet strukturalisht nën vargun e Amonicë - Gorrisht - Selenicës (Fig. 4). Të njëjtën mbyllje strukturale lindje, rrudhosjen mollasike të Ardenicës (Fig. 5). Nga këtu kuptojmë që, rrudhosja mollasike e Ardenicës është produkt i dy regjimesh sforcimesh në shtypje: i regjimit rrudhaformues Albanid, që ka strukturuar antiklinalin e Patos Verbasit dhe i regjimit tektonik kundrahedhës, që ka çuar më tej strukturimin e rrudhosjes mollasike dhe komplikimin me thyerje tektonike të krahut



Shpjegues

- | | |
|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> ① Struktura antiklinale e Patos - Verbasit ② Balli perëndimor i zonës orogjenike, tektonika hedhëse e Patos-Verbasit ③ Ultësira mollasike e Myzeqesë ④ Ngritja mollasike e Ardenicës ⑤ Tektonika kundrahedhëse Ardenicës, tektonikë aktive ⑥ Ngritja mollasike e Uës së Kuçit ⑦ Lugina depresive e Poshnjës ⑧ Kupola evaporitike | <ul style="list-style-type: none"> ⑨ Tektonikë mbihedhëse ⑩ Regjimi tektonik i strukturuar ⑪ Drejtimi i lëvizjes së evaporiteve deri më sot ⑫ Tektonika mbihedhëse e Ardenicës, tektonikë aktive ∇∇∇ Formacioni evaporitik triasik ▨ Tavano i formacionit karbonatik të Triask-Eocenit ▬ Reflektor sizmik |
|---|--|

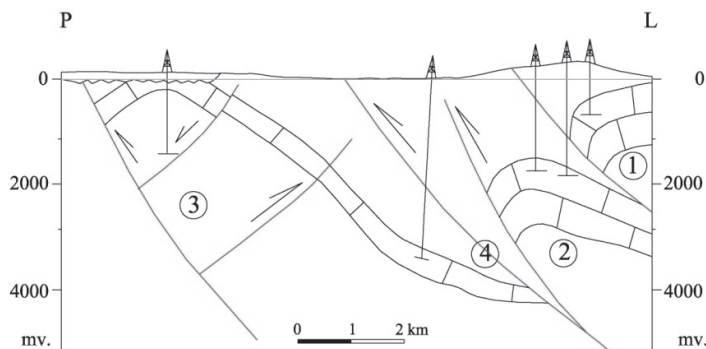
Figurë 5. Modeli gjeodinamik i rajonit Ardenicë - Patos Verbas – Ura e Kuçit (modeluar në bazë të facies sizmike)

Figure 5. Geodynamic model of the region Ardenica - Patos -Verbas - Ura Kuç (mapped on the basis of seismic facies)

lindor të saj (Fig. 5). Një ulje të fuqishme të tavanit të karbonateve kemi edhe në hapësirën më jugore të grupimit strukturor që shqyrtoam më sipër, në konditat e marrëdhënieve të tij, me grupimin strukturor Tragjas - Gorrisht - Selenicë - Kremenar - Shëndëlli. Pra, me sa duket, kemi jo vetëm disnivele të vendosjes së strukturave karbonatike në hapësirë, por edhe përplasje të disa vargjeve strukturor, për rrjedhojë dhe të kontakteve tektonike respektive (Fig. 4), të cilët konvergojnë përafërsisht drejt kësaj hapësire. Më konkretisht, kemi përplasje të pesë vargjeve strukturor. Vargu strukturor i Tragjas - Drashovicë - Picarit, në konditat e periklinalit verior,

u poshtështuar e luspëzuar tektonikisht sipërfaqësor Kremenarë – Shëndëlli (Fig. 4, 6). Në këtë kuptim, mbështetur në modelin strukturor të afruar, hapësirën Selenicë - Mollas - Kremenarë e konsiderojmë një nyje të dobësuar tektonike, e predispozuar për të gjeneruar lëkundje të vazhdueshme tërmetore. Kjo nyje tektonike, në kuptimin regional, përbën pjesë ose segment të thyerjes tërthore aktive ndër Albanide Vlorë-Elbasan-Dibër (Naço P., etj., 2011). Gjeodinamizmi dhe diversiteti i lëvizjeve tektonike Rajoni të cilin e kemi marë në studim, karakterizohet nga një gjeodinamizëm i

theksuar. Të dhënat për ta argumentuar këtë ndërsa komplikacionet tektonike, për janë të shumta, si në aspektin e ndërtimit larmitetin e rrugëve, nëpërmjet të cilave strukturor, të riformimit të shtratimeve është shkarkuar kjo energji e akumuluar. hidrokarbure, të ekzistencës së vendosjeve Rrafshi tektonik, që kufizon në perëndim transgresive, ashtu dhe të lëkundjeve strukturën antiklinale të Patos Verbasit, të shpeshta tërmetore. Gjithë këtë ka shërbyer si promotor i strukturimit, por gjeodinamizëm ja dedikojmë intensitetit edhe si lineament transit, për të përçarur të lartë të fushës së sforcimeve regjionale, më në perëndim, energjinë e vazhdueshme që vjen nëpërmjet boshtit të shtypjes krahinore. Por, nuk ka mjaftuar vetëm kjo, një rol të rëndësishëm ka luajtur sistemi i thyerjeve tektonike, i tipit horst – grabenor, i krijuar që në momentin e themelimit të njërive tektonike. Rolin kryesor e ka mbartur tërthorja Vlorë-Elbasan-Dibër, si një lineament regjional, e cila ka bërë të mundur, që gjithë intensiteti i shtypjes krahinore, të përqëndrohet në hapësirën në juglindje të saj (Naço



Shpjegues

- ① Vargu strukturor i Kremenarës
- ② Antiklinali i Hekalit, si mbyllja më jugore e vargut Patos-Verbas-Ballsh-Hekal
- ③ Antiklinali i Selenicës, si mbyllja më veriore e vargut Amonicë-Gorrisht-Selenicë
- ④ Nyja tektonike si dëshmia më jugore e mbylljes së vargut Kreshpan-Cakran-Mollas

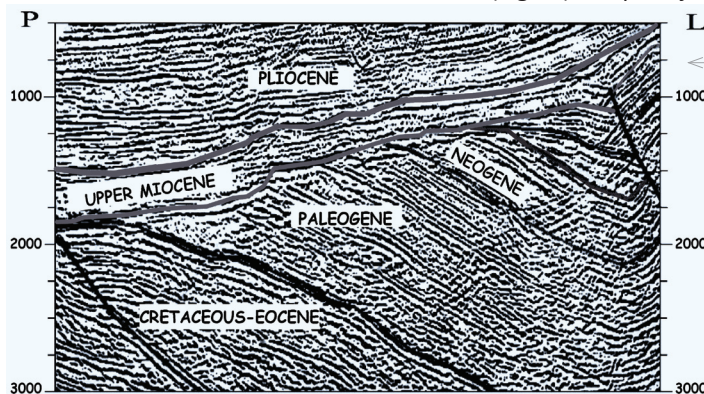
Figure 6. Modeli gjeotektonik i thellësisë, Selenicë-Hekal-Kremenarë
Figure 6. Geotectonic depth model of Selenicë-Hekal-Kremenarë

P., etj., 2011). Ky regjim tektonik ka bërë, që lineamenti në fjalë, së bashku me linjat tektonike, që ndodhen në juglindje të tij, të funksionojnë si shtytje larthedhje. Produkti, një sërë brezash antiklinal e sinklinal, deri masiv malor në sipërfaqe, të inkuadruar në zonën tektonike Jonike (Fig. 1). Në konditat e ballit të kësaj treve orogjenike, janë strukturuar vargjet antiklinale Ballsh – Patos Verbas dhe Mollas – Cakran – Kreshpan. Më tipikja është struktura antiklinale e Patos Verbasit, e cila për tavanin e karbonateve Triasiko – Eocenik, përfaqëson një strukturë me përmasa të konsiderushme (Fig. 4). Nëpërmjet saj kuptojmë, që treva ka përjetuar, një gjeodinamizëm të theksuar dhe kompleks (Fig. 5). Përmasat e mëdha dëshmojnë për forcën dhe intensitetin e sforcimeve të fushës së shtypjes krahinore, që vjen nëpërmjet fushës së sforcimeve regjionale. Produkti, strukturim dhe copëtim i mëtejshëm i antiklinalit karbonatik të Patos Verbasit, formimi i rrudhosjeve mollasike të Ardenicës e Apolonisë (Fig. 2) dhe i tektonikës kundrahedhëse të Ardenicës (Fig. 5). Tektonikat kundrahedhëse janë të pranishme edhe në brendësi të antiklinalit të Patos Verbasit, duke ndërprerë trashësinë karbonatike, dhe më sipër akoma (Fig. 7), në trajtën e linjave rezervë, për shkarkimin e energjisë së tepërt, e cila nuk mund të migrojë normalisht, drejt perëndimit, gjatë procesit rrudhaformues Albanid. Ndërsa, diversiteti i lëvizjeve tektonike është i shprehur, si nëpërmjet kufijve transgresivë në sipërfaqe (Fig. 2), ashtu edhe nëpërmjet kontakteve mospërputhëse në thellësi

(Fig. 5; 7; 8). Pra, siç duket, rajoni përgjatë regjimit të fushës së sforcimeve, të rajonit kohëve gjeologjike, bile dhe shumë të reja, në studim.

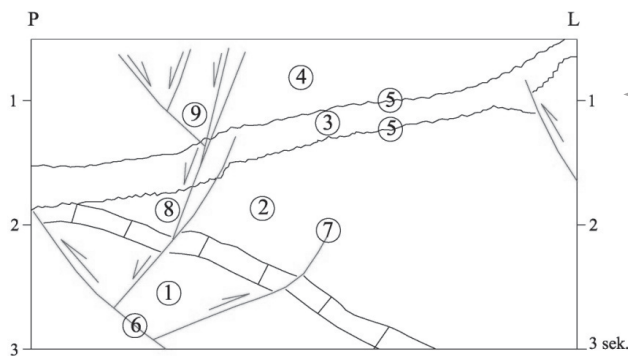
është kapur nga disa faza rrudhosëse, të shoqëruara me lëvizje ulëse dhe ngritëse. Në vijim të logjikës së më sipërme, gjeodinamizmin e rajonit në studim, e konceptojmë nëpërmjet këtyre elementëve: Ekzistencës së sistemit horst grabenor, i njëkohshëm me themelimin e njërive tektonike Albanide, Idesë së funksionuarit të fushës së sforcimeve regjionale, nëpërmjet boshtit të shtypjes krahinore, Pranisë së tërthores Vlorë-Elbasan-Dibër dhe rolit të

Në themel të të gjithë gjeodinamizmit, kanë qëndruar thyerjet tektonike, të cilat kanë funksionuar si lartëdhedhje, për sa kohë, kanë qenë, nën ndikimin e boshtit të shtypjes krahinore. Ndërsa si falje normale, për sa kohë kanë qenë, nën ndikimin e formimit të masivit evaporitik të Dumresë. Me ndihmën e profili sizmik, që kalon në zonën e Marinzës, kemi bërë të mundur, ndërtimin e modelit gjeodinamik për këtë segment (Fig. 7). Nëpërmjet tij, shikojmë rrafshin



kryesor tektonik, që kufizon në perëndim antiklinalin e varrosur të Patos Verbasit dhe që përbën njëkohësisht, planin e marrëdhënieve, midis zonës orogjenike

Figura 7. Profil gjeodinamik, Marinëz. Modeluar mbi bazën e profilit sizmik
 Figure 7. Geodynamic cross section, Marinëz. Modeluar mbi bazën e profilit sizmik

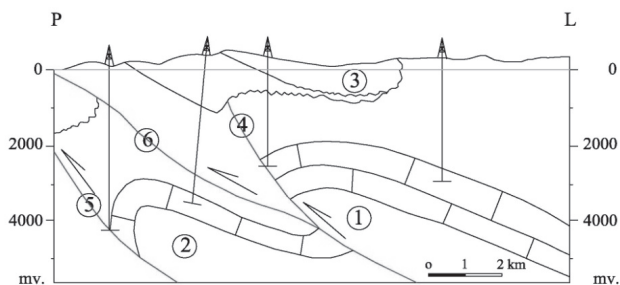


Shpjegues

- | | |
|---|---|
| ① Formacioni karbonatik, antiklinali i Patos Verbasit | ⑥ Kontakt tektonik midis zonës Oroqjenike dhe zonës Adriatike |
| ② Formacioni flishor | ⑦ Tektonikë kundrahedhëse |
| ③ Formacioni mollasik i Tortonian-Mesinianit | ⑧ Falje normale |
| ④ Formacioni mollasik i Pliocenit | ⑨ Zonë depressive, sistem faljesh normale |
| ⑤ Kufij transgresivë | |

Albanide dhe platformës Apuliane. Rrafshi tektonik i vizatuar, simbolizon zonën e millonizuar tektonike, të formuar si rezultat i regjimit të sforcimeve në shtypje. Nëpërmjet kësaj zone

saj në orientimin e sforcimeve në shtypje, të millonizuar, është zhvilluar gjithë procesi Diapirit evaporitik të Dumresë si promotor gjeodinamik dhe kompleksiteti i lëvizjeve i lëvizjeve depressive dhe pështjellues i tektonike, që ka strukturuar dhe shoqëruar



Shpjegues

- | | |
|-------------------------------------|---|
| ① Vargu strukturor i Patos Verbasit | ④ Thyerja tektonike që kufizon në perëndim vargun Patos-Verbas-Ballsh |
| ② Vargu strukturor i Cakranit | ⑤ Thyerja tektonike që kufizon në perëndim vargun e Cakranit |
| ③ Sinklinali mollasik i Ballshit | ⑥ Tektonika aktive ndërfornacionale e Cakranit |

Figura 8. Modeli gjeotektonik i thellësisë Cakran-Bregas
Figure 8. Geotectonic depth model of Cakran-Bregas

evolucionin gjeotektonik, të strukturës së madhe antiklinale të Patos Verbasit.

Ajo ka funksionuar si lartëdhedhje, për sa kohë treva ka përjetuar regjimin e sforcimeve në shtypje. Produkti, proces strukturimi, regjim tektonik në ngjeshje, formohen tektonikat hedhëse dhe kundrahedhëse, vijon procesi i strukturimit të antiklinalit karbonatik të Patos Verbasit. Lëvizjet tektonike janë ngritëse, nën ritmin kryesisht të hedhjeve, por edhe të kundrahedhjeve (Fig. 7). Ritmet e lëvizjeve, proces normal orogjenik; por edhe me hope, i shoqëruar me lëkundje tërmetore. Ndërsa, si falje normale, rrafshi tektonik në fjalë, ka funksionuar për sa kohë treva ka përjetuar regjimin e sforcimeve në tërheqje, e lidhur kjo me formimin e masivit evaporitik të Dumresë. Lëvizjet tektonike janë ulëse, nën ritmin e faljeve normale, por edhe të kundrafaljeve, në trajtën e një sistemi zinxhir (Fig. 7). Në figurë duket qartë, se si gjithë seria e formacioneve gjeologjike është përfshirë në një sistem lëvizjesh ulëse, karakteristik për zonat depresive. Tjetër shikojmë, që burimi i lëvizjes vjen nga thellësia, sepse falja ka prerë gjithë trashësinë karbonatike, duke u mbështetur në rrafshin kryesor tektonik dhe që është me moshë shumë të re, pas Pliocenike. Në segmentin Cakran – Bregas lëvizjet gjeodinamike janë produkt i dy thyerjeve kryesore tektonike, të cilat respektivisht kufizojnë në perëndim, vargjet

antiklinal Mollas – Cakran – Kreshpan dhe Hekal – Ballsh – Patos Verbas (Fig. 8). Me sa duket, thyerja e thellë që kufizon në perëndim antiklinalin karbonatik të Cakranit (Naço P., 1999), në vijim të gjeodinamizmit të saj, me njësitë strukturore të poshtështruara, është përgjegjëse për tërmetet e herë pasherëshme, që

prekin rajonin e Cakranit. Ndërsa thyerja e thellë që kufizon në perëndim vargun antiklinal Ballsh – Patos Verbas është përgjegjëse, për të gjitha zhvendosjet dhe lëvizjet tektonike, që ndodhin në hapësirën e marrëdhënive, midis dy vargjeve strukturore, që përmendëm më sipër. Produkt të saj konsiderojmë edhe prishjen ndërflishore, që fillon nga thellësira të mëdha, të bazamentit zhvendosës të Ballsh – Patos Verbasit (Fig. 8), duke vijuar drejt sipërfaqes me rrudhosjet mollasike të Krapit e Frakull – Apolonisë (Fig. 2).

Karakteristikat kryesore të sizmicitetit

Bazuar në të dhënat e katalogut të tërmeteve të fortë të Shqipërisë, të ndodhur gjatë një periudhe më shumë se 2000 vjeçare dhe të dokumentuar e të studiuar nga shumë studiues të vendit e të huaj (Sulstarova, E., Koçiaj, S., 1975; Shebalin, etj 1974; Sulstarova, E., 1980; Muço, B., 1998; Aliaj, Sh., etj., 2010), vetëm brenda rajonit të kufizuar nga koordinatat 40.45-40.99 V dhe 19.25-19.99 L, brenda të cilit përfshihet qyteti i Fierit dhe zonat përreth tij, qyteti i Ballshit dhe një pjese e konsiderueshme e rajonit të Mallakastrës deri në kufirin verior të qytetit të Vlorës dhe zonave përreth në jug si dhe deri pranë qytetit të Lushnjes në

veri, kanë ndodhur 57 tërmete të fortë ($M > 4.5$) në tavanit të karbonateve në thellësi, ku janë trasuar edhe linjat kryesore tektonike lokalizuar në një zonë që përfshin qytetin e Fierit, zonën e Cakranit dhe të Ballshit deri në kufi me Beratit e Kuçovën në lindje, (Tab. 2, Fig. 9). Këto tërmete shtrihen në një interval të gjerë kohor, duke nisur me tërmetin e vitit 217 B.C me epiqendër pranë qytetit antik të Apolonisë dhe duke mbërritur deri në vitet 82-85, me tërmetin e Roskovecit të 16 Nëntorit 1982 ($M_w = 5.6$) dhe 16 Janar 1985 ($M_s = 5.0$) me epiqendër në grykëderdhjen e lumit Vjosa, në detin Adriatik. Ky fakt tregon për një zonë me aktivitet të vazhdueshëm tektonik sizmogjenerues, e cila vazhdon të jetë tepër aktive edhe në ditët tona (Fig. 10). Thellësia e vatrave të këtyre ngjarjeve sizmike është llogaritur si nga të dhënat makrosizmike për një pjesë të tërmeteve kryesisht të ndodhur < 1900 (Sulstarova, E., Koçiaj, S., 1975), ashtu edhe në mënyrë instrumentale për tërmetet e ndodhur më vonë (Muço, B., 1998). Nga ky vlerësim, brënda një marzhi të pranueshëm gabimi, rezulton se vlerat e thellësive vatrore variojnë në një interval të konsiderueshëm 4.0 – 39 km, me një thellësi mesatare 21 km. Nisur nga vlerat e thellësive të tërmeteve të fortë, të cilët janë indikatorët kryesorë të gjeodinamizmit të theksuar dhe shumë kompleks të kësaj zone, mendojmë se sismiciteti i rajonit lidhet kryesisht me strukturat dhe linjat tektonike në thellësi (Fig. 9). Ky arsyetim mbështetet edhe nga përputhja shumë e mirë hapësimore e epiqëndrave të tërmeteve dhe linjave kryesore tektonike të thellësisë (Fig. 9). Referuar shpërndarjes së epiqëndrave në hapësirë, në relacion me hartën strukturore

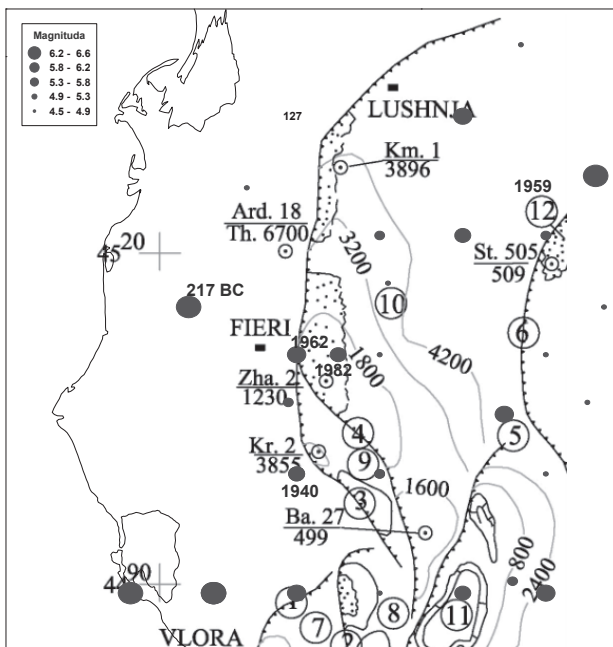


Figura 9. Harta strukturore sipas tavanit të karbonateve dhe epiqëndrat e tërmeteve të fortë ($M > 4.5$), të ndodhur gjatë intervalit 217 BC-1990

Figure 9. Structural map under the carbonate ceiling and strong earthquakes epicenters ($M > 4.5$), occurred during the period 217 BC-1990

kryesisht të ndodhur < 1900

(Sulstarova, E., Koçiaj, S.,

1975), ashtu edhe në mënyrë instrumentale për tërmetet e ndodhur më vonë (Muço, B., 1998). Nga ky vlerësim, brënda një marzhi të pranueshëm gabimi, rezulton se vlerat e thellësive vatrore variojnë në një interval të konsiderueshëm 4.0 – 39 km, me një thellësi mesatare 21 km. Nisur nga vlerat e thellësive të tërmeteve të fortë, të cilët janë indikatorët kryesorë të gjeodinamizmit të theksuar dhe shumë kompleks të kësaj zone, mendojmë se sismiciteti i rajonit lidhet kryesisht me strukturat dhe linjat tektonike në thellësi (Fig. 9). Ky arsyetim mbështetet edhe nga përputhja shumë e mirë hapësimore e epiqëndrave të tërmeteve dhe linjave kryesore tektonike të thellësisë (Fig. 9).

Referuar shpërndarjes së epiqëndrave në hapësirë, në relacion me hartën strukturore

më të lartë të çliruar deri më tani për këtë rajon, janë të lidhur direkt me dy kontakte të fuqishëm tektonik: tektonika aktive e Patos-Verbasit [4] dhe tektonika aktive e brezit antiklinal të Beratit [6].

Gjeodinamizmin dhe sizmogjenezën e theksuar të këtij rajoni e mbështet edhe sismiciteti i periudhës instrumentale, pas vitit 1976, e cila lidhet me ngritjen dhe funksionimin e stacioneve sizmologjike lokale të rrjetit Shqiptar. Të dhënat për këtë periudhë, deri në vitin 2000, janë përpunuar dhe përmbledhur në katalogun e tërmeteve instrumentale të Shqipërisë me magnitudo $M > 3.0$ (Muço, B., 1998). Nga analiza e thellësive hypoqëndrore të vlerësuara për një numër prej 315 tërmetesh të ndodhur brënda kuadrantit të dhënë më sipër, mund të veçojmë 182 prej tyre, me vlera të

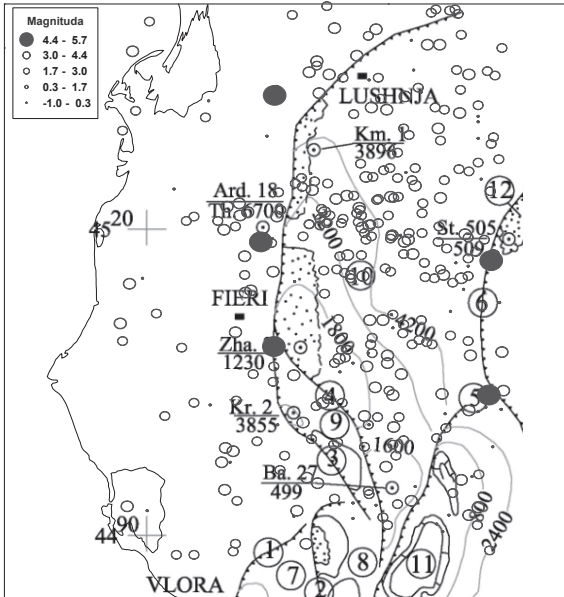


Figura 10. Harta strukturore sipas tavanit të karbonateve dhe epiqëndrat e tërmeteve ($M > 3.0$), të ndodhur gjatë intervalit 1976-2000

Figure 10. Structural map under the carbonate ceiling and earthquakes epicenters ($M > 3.0$), occurred during the period 1976-2000

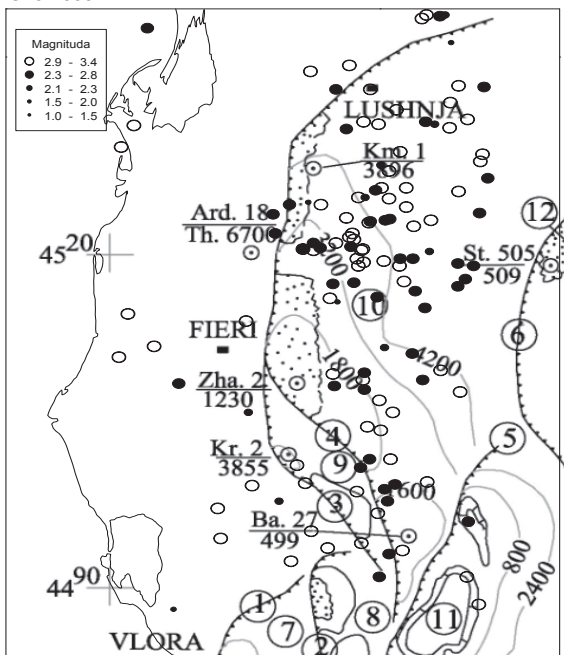


Figura 11. Shpërndarja e epiqëndrave të tërmeteve të cekët me thellësi brenda intervalit 0-5.0 km ($M > 1.0$) të ndodhur në intervalin 1976-2000

Figure 11. Distribution of shallow earthquakes epicenters ($M > 1.0$), occurred during the period 1976-2000 thellësisë të vlerësuar brenda klasës 0.1 – 4.6 km dhe me një vlerë mesatare të

thellësisë hypoqëndrore 1.1 km (Fig. 11). Mendojmë, nisur edhe nga përqëndrimi i tyre më i lartë dhe pozicioni i epiqëndrave të tyre në hapësirë, që ky sizmicitet është i lidhur ngushtë edhe me aktivitetin antropogjenik, që është tepër intensiv në këtë rajon për shkak të shfrytëzimit të rezervuarëve hidrokarburë, pikërisht në zonën e Patos-Verbasit, Marinzës dhe Ballsh-Visokës. Vlerat e përfuara të thellësive demostrojnë një përputhje shumë të mirë edhe me izolinjat e trasuara, nga të dhënat e puseve të thellë të shpuar në këtë rajon hidrokarbur (Tab. 1).

Natyrisht, rolin kryesor në çlirimin e energjisë sizmike, që akumulohet për shkak të sforcimeve tektonike në rajon, e luan ai grup tërmetesh që është i lidhur me aktivitetin tektonik më në thellësi dhe relaksim të fushës së sforcimeve krahinore, nëpërmjet akomodimit të deformimeve të konsiderueshme përgjatë planeve aktive të thyerjeve tektonike kryesore si ajo Patos-Verbas, Mollas-Cakran-Kreshpanit, Gorrishtit në krahun perëndimor dhe ajo e Beratit në atë lindor. Shprehur në mënyrë sasiore, kjo marrëdhënie sizmotektonike, paraqitet qartë nëpërmjet Momentit Sizmik kumulativ (Fig. 12). Nga paraqitja grafike e varësisë së momentit sizmik kumulativ nga koha, konkludohet që tërmeti i vitit 1982 pas atij të Fierit të vitit 1962 ka luajtur një rol të rëndësishëm, së bashku me serinë e pasgoditjeve që e përvijuan. Nga grafiku vërrehet qartë gjithashtu se një sasi e konsiderueshme e zhvendosjes ko-sizmike, dhënë nëpërmjet momentit sizmik kumulativ të vlerësuar për këtë aktivitet sizmik (Fig. 12), akomodohet përgjatë planit aktiv të tektonikës së Patos-

Verbasit, si tektonika kryesore vepruese në e burimeve sizmike.

rajonin në studim, me të cilën lidhet tërmeti Zgjidhja e mekanizmit vatror për disa nga tërmetet e fortë të ndodhur (Tab. 3, Fig. 13), i Rroskovecit i 16 Nëntorit 1982.

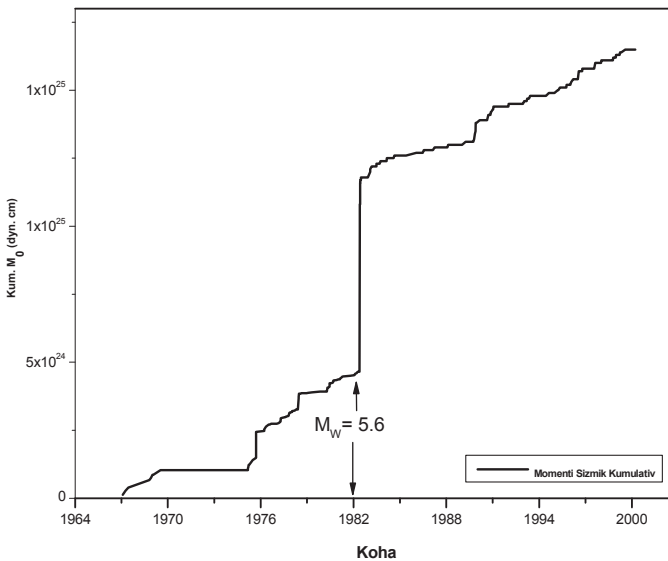
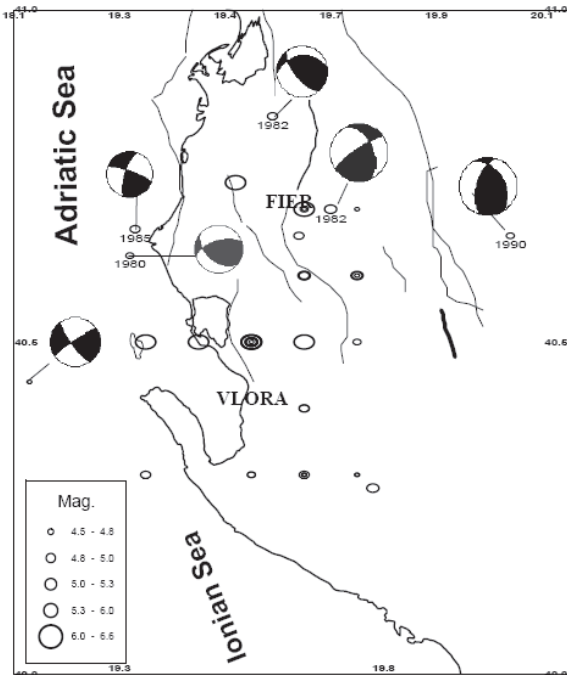


Figura 12. Variacioni i Momentit Sizmik kumulativ gjatë periudhës 1976-2000, për tërmetet e rajonit të Fierit dhe rreth tij.

Figure 12. Variation of Cumulative Seismic Moment during the period 1976-2000, for Fieri earthquakes and its surroundings.

tregon se vetë rajoni përjeton përgjithësisht një regjim tektonik në ngjeshje, me orientim të përgjithshëm mesatar JP-VL. Thyerjet tektonike, të cilat janë burime të tërmeteve, nën veprimin e këtij regjimi të përgjithshëm sforcimesh paraqiten të tipit mbihipje dhe lart rrëshqitje të orientuara sipas drejtimit kryesor VP-JL. Nga vlerësimi i këndit të rënies për planet aktive të tyre është gjetur se ata bien në krahun lindor dhe verilindor (Fig. 13).

Lidhja ndërmjet tektonikës aktive dhe tërmeteve, bazuar në zgjidhjen e mekanizmit të vatrave Pa dyshim, shpërndarja hapësinore e hypoqëndrave dhe energjia e çliruar nga tërmetet në një rajon të dhënë, janë indikatorë të fuqishëm të aktivitetit tektonik, që lidhet me ndërtimin gjeologjik dhe strukturor të mjedisit, si dhe gjeodinamikën që e karakterizon rajonin. Megjithatë, bazuar vetëm mbi këto karakteristika sasiore të sizmicitetit, nuk mund të mbërrijmë në një korrespondencë të qartë sa i përket marrëdhënies së thyerjeve të caktuara dhe tërmeteve respektivë. Një analizë më e plotë në këtë drejtim, e cila do të nxirrte më në dritë këtë marrëdhënie, është zgjidhja e mekanizmit vatror të tërmeteve, nëpërmjet të cilës përcaktohet qartë edhe gjeometria në hapësirë



Figurë 13. Zgjidhjet e mekanizmit vatror, për disa nga tërmetet e fortë të rajonit të Fierit

Figure 13. Focal mechanism solution for several strong earthquakes in the Fieri region.

Tabela 3. Mekanizmi vatror për disa nga tërmetet përfaqësues të tektonikës së rajonit të Fierit**Table 3.** Focal mechanism solutions for some of representative earthquakes of the Fieri region tectonics

Nr.	Data		Koha			Koordinatat						
	vvvv/mm/dd	hh:mm:ss	V-J	L-P	Thell.	MS	MW	PL-1	PL-2	P-aks	T-aks	
1	1980/07/07	10:32:04	40.63	19.27	13	4.5	4.9	9/51	253/61	313/5	216/52	
2	1982/11/16	23:41:20	40.82	19.58	21	5.7	5.6	336/49	79/75	202/16	306/41	
3	1982/11/17	00:37:54	40.84	19.54	30	4.9	5.2	264/39	3/82	238/40	123/27	
4	1985/01/16	23:35:58	40.67	19.28	23	5.0	5.3	22/78	290/79	336/1	246/17	
5	1988/03/03	22:28:23	40.44	19.08	6	4.5	4.7	236/84	327/77	191/14	282/5	
6	1990/05/14	17:04:22	40.66	19.99	12	4.6	4.9	195/46	2/45	278/0	185/84	

Nga informacioni mbizgjidhjen mekanizmit të vatrave (Aliaj, Sh., etj. 2010), i ri-analizuar nëpërmjet programit Focmec (Snoke, A., 2003) dhe i plotuar nëpërmjet programit Foc (Havskov, J., Ottemoller, L., 2011), janë përfutur konfiguracionet gjeometrike "beach ball"-et përkatës, paraqitur në hartën e figurës 13. Nga ana tjetër, të dhënat mbi planet kryesore respektivisht PL-1 dhe PL-2 si dhe për drejtimin e shtrirjes dhe zhytjes për boshtet kryesore të deformimit P- ngjeshje dhe T-zgjerim, janë paraqitur në mënyrë kronologjike në tabelën 3. Janë marrë në konsideratë, për të ilustruar arsyetimin tonë në këtë analizë, tërmeti i 7 Qershorit 1980 ($M_w = 4.9$), gjeometria e mekanizmit të vatrës së të cilit tregon për një thyerje të tipit mbihijje (thrust). Po ashtu, edhe zgjidhja e mekanizmit vatror për tërmetin e 16 Nëntorit 1982 ($M_w = 5.6$), së bashku me pasgoditjen e tij kryesore të 17 Nëntorit 1982 ($M_w = 5.2$), tregon për lidhjen e vatrave të këtyre ngjarjeve me një gjeometri të tipit oblike, respektivisht për tërmetin e parë (goditjen kryesore) mbihijje + zhvendosje horizontale dhe për të dytin normale + zhvendosje horizontale. Veprimi i një komponenteje të zhvendosjes horizontale, është i dukshëm thujse në gjithë zgjidhjet e përfutura, në mënyrë eksplicite për tërmetet e 16 Janarit 1985 ($M_w = 5.3$) dhe atij të 3 Marsit 1988 ($M_w = 4.7$) me epiqendër në detin Adriatik në jugë të grykëderdhjes së lumit Vjosa. Zgjidhja e mekanizmit të vatrës së tërmetit të 14 Majit 1990 ($M_w = 4.9$), me epiqendër pranë qytetit të Beratit, tregon për një gjeometri të tipit mbihijje e pastër, e përputhëshme edhe me stilin e përgjithshëm të tektonikës aktive të këtij rajoni, si rrjedhojë e procesit orogjenik që ka strukturuar edhe antiklinalin e Beratit.

Një nga zgjidhjet më të rëndësishme që konfirmon lidhjen e sizmicitetit kryesisht me thyerjet e tipit mbihijje dhe lartrrëshqitës, mendojmë se është ajo për tërmetin e 16 Nëntorit 1982 (Roskovecit). Modeli i vatrës së këtij tërmeti tregon për aktivizimin e thyerjes me shtrirje VP-JL 336° dhe me rënie 49° në lindje (Muço, 2007; Sulstarova, 1978, 1987, dhe 2000). Kjo thyerje është e tipit mbihijje por me një komponent të tipit zhvendosje horizontale, duke i dhënë një natyrë gjeometrike oblike vatrës së këtij tërmeti. Nga kjo karakteristikë rrezatimi, por edhe nga mekanizmat e tërmeteve të tjerë të këtij rajoni (Tab. 3), mund të gjykojmë për ndikimin që ka zona e thyerjeve tërthore Vlorë-Elbasan-Dibër në konturimin e përgjithshëm gjeodinamik të këtij rajoni.

Përfundime

- Rajoni Ballsh-Fier-Lushnje është i njohur për lëkundjet e shpeshta tërmetore, duke treguar se përbën një trevë të mbingarkuar në pikëpamje energjike, dëshmi për të janë tërmetet e regjistruar.
- Në aspektin e gjeologjisë sipërfaqësore, është kryesisht pjesë e muldës Neogenike të Patosit, duke ndërtuar kështu, një segment të buzës jugore të Ultësirës Pranë Adriatike.
- Në kuptimin e thellësisë, është i vendosur mbi ansamblin strukturor, që zhvillohet në veriperëndim të tërthores aktive Vlorë - Selenicë - Elbasan - Dibër, i cili është përfshirë në lëvizje të fuqishme ngritëse dhe ulëse.
- Lëkundjet sizmike janë produkt i aktivizimit të thyerjeve tektonike, të cilat funksionojnë herë si lartëdhje, kur janë nën ndikimin e sforcimeve të lindura nga shtypja krahinore dhe herë si falje normale, kur janë nën

ndikimin e regjimit depresiv, të rrjedhur nga formimi i masivit evaporitik të Dumresë.

- Thyerjet tektonike aktive janë evidente dhe të rëndësishme të ndryshme. Ato bëhen aktive, sa herë tenzori i shtypjes akumuluar, i kalon kufijt e zhvillimit të një procesi normal strukturimi. Segmenti që përfshihet në këtë zhvendosje brutale, është shprehje e akumulimit të një energjie të brëndëshme të pa suportuar.
- Thyerje tektonike aktive të rendit të parë, konsiderojmë rrafshet shkëputëse, që kufizojnë në perëndim vargjet strukturore Hekal – Ballsh – Patos Verbas, Mollas – Cakran – Kreshpan, Tragjas – Drashovicë – Picar, Amonicë – Gorrishit – Selenicë, Kremenarë – Shëndëlli.
- Thyerje tektonike aktive të rendit të dytë, konsiderojmë rrafshet tektonike sekondare, të cilët suportojnë energjin e tepërt, jashtë thyerjeve tektonike regjionale. Ato përbëjnë plane tektonike të krijuara rishtas, në trajtën e hedhjeve apo kundrahedhjeve, gjatë procesit orogjenik. Të tillë konsiderojmë tektonikën kundrahedhëse, që kufizon në lindje rrudhosjen mollasike të Ardenicës, si dhe tektonikën ndërformacionale të Cakranit, e cila është përgjegjëse e formimit të hundës strukturore mollasike të Krapsit.
- Thyerje tektonike aktive të rendit të tretë, konsiderojmë planet tektonike, që krijohen gjatë procesit të strukturimit dhe prekin pjesët më të zhvilluara të strukturave, në trajtën e një sistemi zinxhir, hedhesh dhe kundrahedhesh. Këto komplikacione tektonike, kryesisht janë të cekët dhe të predispozuar, për të hyrë në lëvizje, nën ndikimin e faktorëve të jashtëm. Të tillë konsiderojmë komplikacionet tektonike, që kanë prekur pjesën më të ngritur, të antiklinalit të Patos Verbasit, Selenicës, etj.
- Thyerje tektonike madhore, konsiderojmë ato kufij, që veçojnë zona me regjime të ndryshme gjeodinamike. Të tillë quajmë rrafshin tektonik, që kufizon në perëndim grupimin strukturor Cakran – Patos Verbas dhe zonën e përplasjeve tektonike Tragjas – Picar – Selenicë – Kremenar – Shëndëlli, e cila shkon tërthor me orientimin strukturor.

**SOME FEATURES OF ACTIVE TECTONICS, GEODYNAMISM AND SEISMICITY IN
BALLSH-FIER-LUSHNJE REGION
RESUME**

Fier region, like many other sectors along Albanides geological structure, is known for strong earthquakes that have hit continually it. Earlier earthquakes, the strongest known up to now, are related with historic seismicity, which dates at II-III centuries (BC), with disastrous earthquakes that have hit the ancient city of Apollonia. But a more complete evidence of these geological phenomena has dating after 1900, with the beginning of instrumental seismological records in our region, as anywhere in the world. During this period, numbered more than 12 earthquakes with $M > 5.0$, those have hit the city of Fier and its surrounding areas. Based on the analysis of the characteristics of this seismicity and mainly in solving of the mechanism of their focuses, it is concluded that the generation of earthquakes, as well as structuring of the whole region, is related to active tectonics that cross the region.

Based on the abundant information available, for this sector, through the deep drilling and seismic profiles, we have built the performance in the depth of the main tectonic lines and anticline structures that stand on their sides. Tectonic-structural model, we have built, goes to depths up to 10 kilometers, which in many points is verified with deep drillings. Worthy of mention is the well Ardenica - 18, 6700 m depth. Region is considered as an important point, in extension of Albanides tectonic structure, in the premises of which occurs the collision of Albanides orogenic area with the Apulian platform. In this sense, the impression that we are dealing with a collision zone, on both sides of which, have the apparent differences of structural construction and thickness of geological formations. The main tectonic line, which stands at the forefront of Albanide orogeny for the region, is that which limits to the west the anticline structures of Patos- Verbas and Cakran ones to further south.

Meanwhile, is also the tectonic lineament that conveys or discharges to the west, the structural power that comes from the axis of regional suppression. In front of, lightly to the west, in the form of a regional tectonic of overfault lies the backthrust of Ardenica, which is characterized by several qualities: great depth, about 7-8 km, the upper trace, almost near the surface; features of overfault and the fold formation process, the molasses formation. Another major tectonic line is one that limits at the north, the anticlines of Tragjasi, Selenica and Kremenar-Shëndëlli and still to further east, is the structure of Berati belt. In terms of azimuthal performance, these lines go the transversal Albanides tectonic structure, thus being identified as one of the most active segments of transversal Vlora-Elbasan-Diber. The most large depth and active geodynamism, are expressed, with the output of evaporates on the surface, the presence of overfaults near surface and the earthquake frequent shaking. As we said is enough to understand, why the Fieri region frequently involved in strong earthquake shaking, which in some cases can be simulated.

Fieri region is well known for its frequent earthquake shaking, demonstrating an overloaded region in terms of tectonic energy, witnesses of which are the recorded earthquakes.

Concerning the surface geology aspect, it is part of Patosi mould, thus constructing a segment of the southern flank of the Preadriatic Depression.

From the deep point of view is situated over the structural ensemble which developed in the northwest of the active transversal Vlorë-Selenica-Elbasan-Dibra, involved into strong lifting and depression movements.

Seismic activity is product of tectonic faults, which acts sometime like thrusts and other times like normal faults, whether they are caused from the regional compression field or Dumrea evaporite massive stresses.

Keywords: Active tectonic faults, thrust fault, Fieri region, the regional compression axis.

REFERENCAT

- ALIAJ, SH., KOÇIU, S., MUÇO, B. DHE SULSTAROVE, E., (2010).** Sizmiciteti, Sizmotektonika dhe vlerësimi i Rrezikut Sizmik në Shqipëri. *Boti i Akademiës së Shkencave dhe Shqipërisë*.
- ING (1970-1995).** Dosjet e puseve të shpuara mes viteve 1970-1995. *Fondi i ING, Fier*.
- MUÇO, B., (1998).** Catalogue of ML > 3.0 earthquakes in Albania from 1976 to 1995 and distribution of seismic energy released. *Tectonophysics, v. 292, p. 311-319*.
- MUÇO, B., (2007).** Focal mechanism solutions and stress field distribution in Albania: *AJNTS, v. 1, p. 129-138*.
- NAÇO P., (1999).** Disa të dhëna mbi evidentimin e strukturave naftëgazmbajtëse në zonat me tektonikë të zhvilluar në Albanidet jugperëndimore. *Bul. Shk. Gjeol., nr. 35, f. 33 – 41*.
- NAÇO P., BEDINI E., LEKA P., (2006).** Kërkimi i hidrokarbureve nën mbihipjet e mëdha tektonike të Albanideve. *Bul. Shk. Gjeol., Nr. 2/2006*.
- NAÇO P., ÇINA A., VINÇANI F., (2009).** The Vlorë-Elbasan-Dibër fracture, Albania. *European Congress, 6-th Eurogeo, Mynich*.
- NAÇO P., REÇI H., VINÇANI F., (2011).** Mbi thyerjen tërthore Vlorë–Elbasan–Dibër, si një ndër tektonikat më të hershme dhe më aktive të strukturës gjeologjike të Albanideve. *Bul. Shk. Gjeol., nr. 47, f. 32 – 59*.
- PETER, V., OTTEMOLLER, L., HVSKOV, J. (2011).** SEISAN-Earthquake Analyzing Software. Department of Earth Sciences, University of Bergen, Norway and Geological Survey of Denmark and Greenland. February 2011.
- SNOKE, A., 2003.** FOCMEC-Focal Mechanism determination. *Virginia Tech. Blacksburg, VA, USA*.
- SULSTAROVA E., KOÇIAJ S., (1975).** Katalogu i tërmeteve të Shqipërisë. *Studim, Akademia e Shkencave*.
- SULSTAROVA, E., (1978).** Some characteristics of earthquake foci of Albania and the field of tectonic stresses. Proceedings of the XVI General Assembly of ESC, Strasbourg 1978. *Publ. Inst. Geoph. Polish Academy of Sciences A-9 (135) pp. 79-86*.
- SULSTAROVA E., KOÇIAJ S., ALIAJ SH., (1980).** Rajonizimi sizmik i Republikës së Shqipërisë. *Studim, Akademia e Shkencave*.
- SULSTAROVA, E., (1987).** Mekanizmi i vatrave të tërmeteve në Shqipëri dhe fusha e sforcimeve tektonike të sotme. *Bul. Shk. Gjeol., p.134-170*.
- SULSTAROVA, E., PEÇI, P., AND SHUTERIQI, P., (2000).** Vlorë-Elbasan-Dibra (Albania) transversal fault zone and its seismic activity: *Journal of Seismology, v. 4. pp. 117-131*.
- SHEBALIN, N. V., V. KARNIK, AND D. E. HAXHIEVSKI, (1974).** Balkan Region- Catalogue of Earthquakes. *Zyra e UNESCO-s Shkup*.
- SHEHU R. ETJ., (1983).** Harta Gjeologjike e Shqipërisë në shkallë 1: 200 000.
- XHOMO A. ETJ., (2002).** - Harta Gjeologjike e Shqipërisë në shkallë 1: 200 000. *ShGjSH, Tirane*

STRUKTURA REALE E VENDBURIMIT TË BAKRIT GOLAJ (HAS), SIPAS TË DHËNAVE TË MINIERËS (1986-1993), KRAHASUAR ME RAPORTIN GJEOLGJIK TË VITIT 1977.

RAKIP HYSENAJ*, VIKTOR CAHANI**

Abstrakt

Duke punuar për shume vite në Has, si rilevues (1980-1982), dhe me pas si gjeolog kërkim-zbulimi (1983-1990), ndjeva si detyrim moral e shkencore që sëbashku me kolegun tim, gjeolog i minierës Golaj, Ing. Viktor Cahani, të paraqesim argumentet tona për strukturën reale të vendburimit të bakrit Golaj, bazuar në punimet e kryera në minierë gjatë viteve 1986-1993, të dhënat e të cilave rezultojnë mjaft te ndryshme nga përfundimet e Raportit të Gjeologjisë të vitit 1977.

Akoma sot, në shumë harta gjeologjike, botime apo prezantime, struktura e vendburimit Golaj vazhdon te paraqitet sipas modelit të vitit 1977 me dy trupa, kur në te vërtetë punimet e minierës (1986-1993) kanë provuar ekzistencën e një trupi të vetëm.

Natyrisht që prezantimi i problemit në fjalë është i rëndësishëm në mënyrë që të gjithë specialistët dhe studiuesit e fushës së gjeologjisë e të minierave etj., të njohin strukturën reale të vendburimit Golaj, e cila deri tani ka shërbyer edhe si model strukturor për gjithë mineralizimet e bakrit tip damarore kuarc-sulfur që takohen në masivin gabror të Kaptinës nga Golaj në Thirrë, duke theksuar faktin se edhe ky vendburim ka strukturë të thjeshtë damarore si gjithë të tjerët.

Fjalë kyç: Model strukturor, punime të minierës, raporti gjeologjik, mineralizimi kuarc-sulfur, vendburim, devijim i shpimeve, ultramafikët, gabro, plagiogranite.

Hyrje

Në rajonin e Hasit për më shumë se 25 vjet (vitet 1965-1990), ndërmarrja gjeologjike e Kukësit ka kryer nje volum të madh punimesh gjeologjike kërkim-zbulimi si kanale, galeri e shpime; mbi bazën e të cilave jane llogaritur më shumë se 3 milion tonë rezerva gjeologjike xeheror bakri, në disa objekte kryesore si në Golaj, Nikoliq-1,

Nikoliq-2 dhe Krumë, si dhe janë evidentuar një numër i madh shfaqjesh dhe pikash të mineralizuara të tipit damarorë kuarc-sulfur me pak rezerva. Mbi bazën e këtyre rezervave në rajonin e Hasit gjatë viteve 1980-1990 është zhvilluar një industri e tërë shfrytëzimi minerar në objektet Golaj, Nikoliq, Krumë dhe pasurimi të xeherorit kuarc-sulfur të bakrit (fabrika e pasurimit Golaj).

Një kontribut të rëndësishëm në këtë aspekt ka edhe autori i raportit te vitit 1977, i ndjeri ing. Napolon Jotopulli, kontribut i të cilit janë shumica e shfaqjeve xeherore, që më vonë u kthyen në vendburime si Nikoliq-1, Nikoliq-2, etj.

Qëllimi ynë në këtë artikull, në radhë të parë, është që nëpërmjet të dhënave të minierës të hedhim dritë për aspektin e strukturës apo modelin strukturor të vendburimit Golaj, ndërsa mosverifikimi i rezervave është dytësor, apo shoqërues, për problemin në fjale, si dhe të japim disa të dhena të tjera me karakter morfologjik e gjenetik për vendburimin Golaj mbi bazën e përvojës së fituar në vite.

Në akt-mbylljen e minierës Golaj (AKBN 1993) thuhet se në vendburimin Golaj, ka pasur mjaft probleme në verifikimin e rezervave në sasi e cilësi. Nga kryerja e punimeve minerare kapitale të hapjes dhe të shfrytëzimit të minierës të kryera në nivelin e parë e të dytë në horizontet 425 m dhe 375 m të Pusit vertikal, rezulton që kemi të bëjmë vetëm me trupin 1, pra automatikisht rezerva të llogaritura per trupin 1^a me 311. 700 ton nuk faktohen.

Nga ballafaqimi i të dhënave të minierës me ato të raportit gjeologjik (1977), rezulton se përfytyrimi i gabuar për ekzistencën e dy trupave në tre profile (-2, -1, O), ka ardhur për shkak të kryerjes së shpimeve në dy anët e trupit me azimut të kundërt ("shpime pirun") dhe mos matjes së devijimeve të shpimeve në kohën e kryerjes së punimeve

* Shërbimi Gjeologjik Shqiptar.

të kërkim-zbulimit.

Jotopulli, lidhur me këtë problem, shprehet "Një nga difektet i cili ka ndikuar negativisht edhe në interpretimin e situatave gjeologjike, gjatë zhvillimit të punimeve gjeologo-zbuluese, ka qenë mosmatja e shtrembërimit të puseve, i cili nuk është kryer për mungesë aparatesh dhe personeli perkatës (Jotopulli N. 1977).

Theksojmë se ne kemi azhornuar të dhënat e minierës vetëm për nivelin e parë e të dytë, të cilat përmbaheshin në raportin e mbylljes së minierës, ndërsa të dhënat për nivelet e tretë deri tek i gjashti që përfshiheshin në projekt-programet që përpilonte miniera çdo vit, nuk ka qenë e mundur të gjenden, por një gjë e tillë nuk ndikon në thelbin e problemit për të cilin flasim.

2. Mbi punimet minerare të Minierës (1986-1993)

Projekt-ideja e hapjes së minierës së bakrit Golaj, ishte mbështetur në raportin gjeologjik të Ndërmarrjes Gjeologjike Kukës dhe rezervat e llogaritura sipas raportit me gjendje 01.01.1977, me autor Napolon Jotopulli.

Rezervat e dhëna nga gjeologjia janë si më poshtë:

Trupi 1: Rezerva gjeologjike te kategorisë $C_1+C_2=1.372.000$ tonë me 1.25% Cu;

Trupi 1^a: $C_1+C_2=311.700$ ton me 0.85 % Cu. Si rezultat u hap pusi vertikal me thellësi 307 ml, i cili përfundoi në vitin 1986. Nga ky pus janë hapur 6 nivele shfrytëzimi, në çdo 50 metër.

Në nivelin e parë (kuota 475m), janë kryer 384 ml punime minerare kapitale, në nivelin e dytë 978.2 ml, në nivelin e tretë 976.7 ml, në nivelin e katërt 277 ml, në nivelin e pestë 178 ml, dhe në nivelin e gjashtë 429,9 ml.

Verifikimi i rezervave paraqitet si vijon:

Horizonti+425: Gjeologjia 167.500 ton me 1.07% Cu, Miniera 38.200 ton me 1.1% Cu.

Horizonti+ 375: Gjeologjia 242.830 ton me 1.27% Cu, Miniera 130.763 ton me 0.72% Cu.

Dy nivelet se bashku: Gjeologjia 410.425 ton me 1.18% Cu, Miniera 188. 963 me 0.8% Cu.

Verifikimi i rezervave për dy nivelet e sipërme është 41% në sasi dhe 68% në cilësi.

Rezerva të nxjerrshme të mbetura ndërmjet nivelit të tretë (+325m) dhe të gjashtë (kuota+170m), që i takojne trupit "1" janë: 429.630 ton me 0.62% Cu, ndërsa niveli i parë dhe i dytë janë të braktisur, pasi janë shfrytëzuar gjithë rezervat e verifikuara.

Nga viti 1986-1993, në nivelin e parë dhe të dytë janë nxjerrë gjithsej 96.916 tonë xeheror me 0.52% Cu, të cilat janë dërguar për pasurim në fabrikën e pasurimit Golaj, duke i perzierë me mineralin e Nikoliqit.

Sipas raportit të mbylljes së Minierës (AKBN 1993) rezulton se ndërprerja e prodhimit në 6 mujorin e parë të vitit 1993 u diktua nga mos verifikimi sasior e cilësor i rezervave në pjesën e hapur të Minierës dhe cilësia e ulët e mineralit në dalje (me 0.55 % Cu), gjë e cila nga llogaritjet rezulton pa efektivitet në pasurim

3. Të dhënat e Gjeologjise, ballafaquar me ato të Minierës

Nga azhornimi i kujdesshëm i të dhënave të Minierës Golaj, për nivelin e parë (+425m) dhe nivelin e dytë (+375m) sipas planimetrisë së punimeve në shkallën 1:500, krahasuar me të dhënat e gjeologjisë në profilet -2, -1 dhe 0, rezulton se kemi vetëm një trup dhe jo dy, pra degëzimi apo apofiza 1^a nuk ekziston.

Përfytyrimi i gabuar i gjeologjisë (1970-1977), për ekzistencën e dy trupave në qendër të vendburimit, vetëm në profilet -2,-1 dhe 0; nga 15 profile gjithsej, ka ardhur për arsytet e mëposhtme:

- Mosmatja e devijimeve të shpimit në kohën e kryerjes së punimeve të shpimit, pasi në vitet 1970 mungonte aparatura perkatëse për këtë qellim (vetëm pas vitit 1980, matja e puseve të shpimit fillimisht me aparat "Poljakov" dhe më pas edhe me aparat elektrik u bë një detyrim teknik)
- Mundësia e madhe e devijimit të shpimeve për shkak të ndërthurjes së shpeshtë të shkëmbinjve shumë të butë (serpentinite e ultrabazikë intensivisht të serpentinizuar) me shkëmbinj të fortë të dajkave mikrogabrore, mikrodiorite, e mikroplagjiogranite, të cilat përbëjnë gati 40% të volumit të prerjes nëpër të cilën kalonin shpimet.
- - U kryen shpime në të njëjtat profile me azimut të kundërt (shpime "pirun"),

Struktura reale e vendburimit të bakrit Golaj (Has), sipas të dhënave të Minierës (1986-1993), krahasuar me raportin gjeologjik të vitit 1977. diktuar nga rënia e fortë e trupit (gati në këmbë ose 90°).

- - Pamundësia e kryerjes se punimeve minerare (galeri) per shkak të relievit nga ana e gjeologjisë, punime që do të jepnin të dhëna me te plota për kushtet e ndodhjes se trupit.
- - Po të marret në konsideratë devijimi, shpimet e vendosura në krahun perendimor të trupit, do ta çojnë trupin më në lindje (atje ku është trupi i minieres) dhe anasjelltas shpimet e vendosura në krahun lindor të trupit, do ta çojnë atë më në perëndim, pikërisht atje ku trupi është kapur miniera (shih interpretimin në fig.1, 2 dhe 3).

E thënë ndryshe miniera ka kapur vetëm një trup i cili vendoset gjithmonë midis dy trupave të degëzuar të gjeologjisë. Largësia

4. Disa të dhëna të karakterit morfologjik e hapsinor të trupit xeheror sipas punimeve minerare.

-Profili magjistral në pjesën veriore të trupit nga profili +1 e në veri përputhet plotësisht me shtrirjen e tij. (fig. 4), ndërsa për pjesën jugore, nga profili 0 e më në jug, për arsye tektonike, trupi ka marrë shtrirje nga VL-JP (pjesa veriore) në VP-JL, duke krijuar një mospërputhje prej rreth 30° me profilin magjistral (fig.5).

-Nga punimet e minierës rezulton gjithashtu që trupi përgjithësisht ka edhe ondulime të vogla në shtrirje, të cilat në raste të veçanta

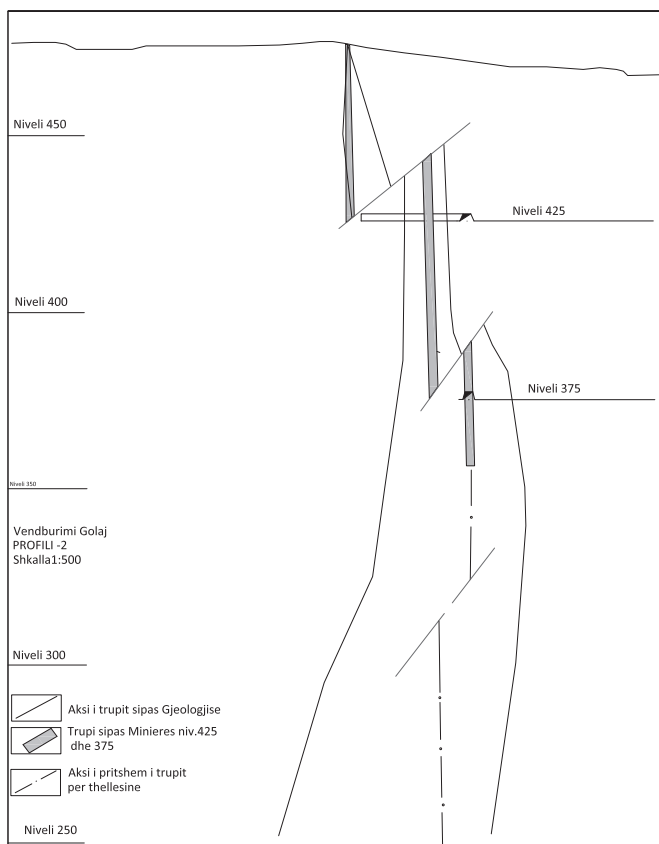


Figura 1. Profili gjeologjik -2 i kërkim-zbulimit

Figure 1. Cross section -2, prospected by geological exploration works.

midis trupave me rritjen e thellësisë janë edhe të medha, sidomos për thellesite rritet (sipas varianti të gjeologjisë), sepse poshtë nivelit 300 m, të cilat mund të jenë respektivisht rritet edhe shkalla e devijimit edhe për arsye të zhvendosjeve të vogla

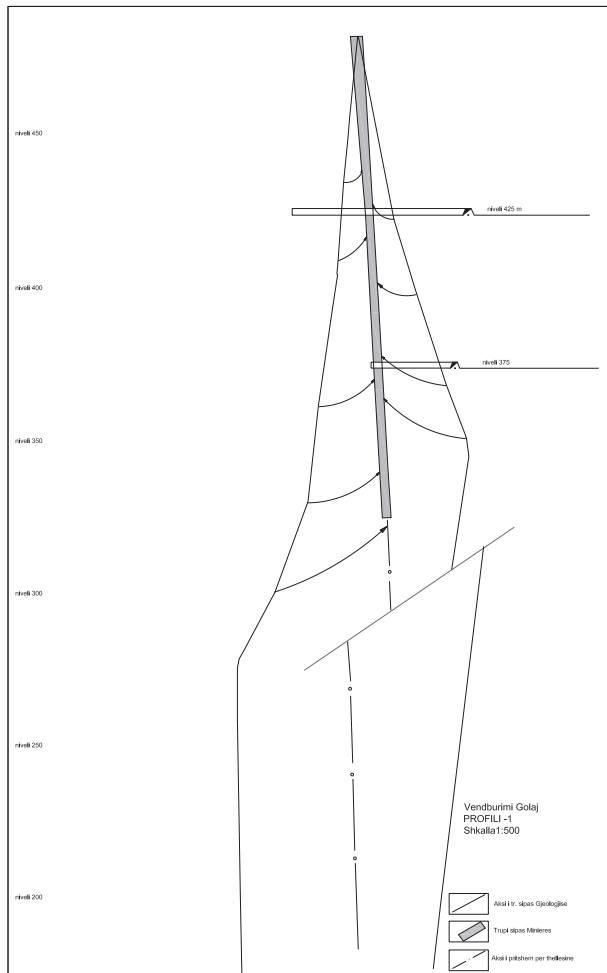


Figura 2. Profili gjeologjik -1 i kërkim-zbulimit

Figure 2. Cross section -1, prospected by geological exploration works.

tektonike.

-Ndryshe nga Gjeologjia (që ka dhënë rënie të fortë perendimore të trupit), punimet e minieres sidomos për pjesën jugore të vendburimit (nga profili 0 e më në jug), kanë provuar rënie të fortë me tendence lindore (gati në këmbë) të trupit (fig.1, 2, 3). Ndërsa nga profili 0 e në veri, punimet e minierës kanë provuar përgjithësisht rënie të fortë perendimore, (fig. 4) (si të gjeologjise), por që në raste të veçanta kalon lindore e fortë (ndërmjet profilit +2 e +3; fig. 4).

-Tektonika që zhvendos trupin në rrafshin horizontal (niveli +425, profili 0), reflektohet edhe në nivelin + 375 dhe tregon për rënie VP të saj, me kënd 60-65° (fig. 4, 5).

5. Disa të dhëna të karakterit gjenetik dhe evolucionit në vite

-Në profilin -1 (kanali 9), në anën e shtruar, trupi shoqërohet me dajkë piroksenitësh ndërsa në anën e varur me dajkë mikroplagjiogranitësh (fig. 6). Dajka piroksenitësh (brenda gabrove), takohen edhe në pjesën jugore, juglindore e lindore të vendburimit.

-Në profilin +1, trupi në sipërfaqe (kanal) shoqërohet me mikroplagjiogranite e mikrodiorite.

-Në profilin +2, në sipërfaqe mineralizimi shoqërohet direkt me dajkën e mikrodioriteve

-Në profilin 1^a (shpimi 53), brenda zonës

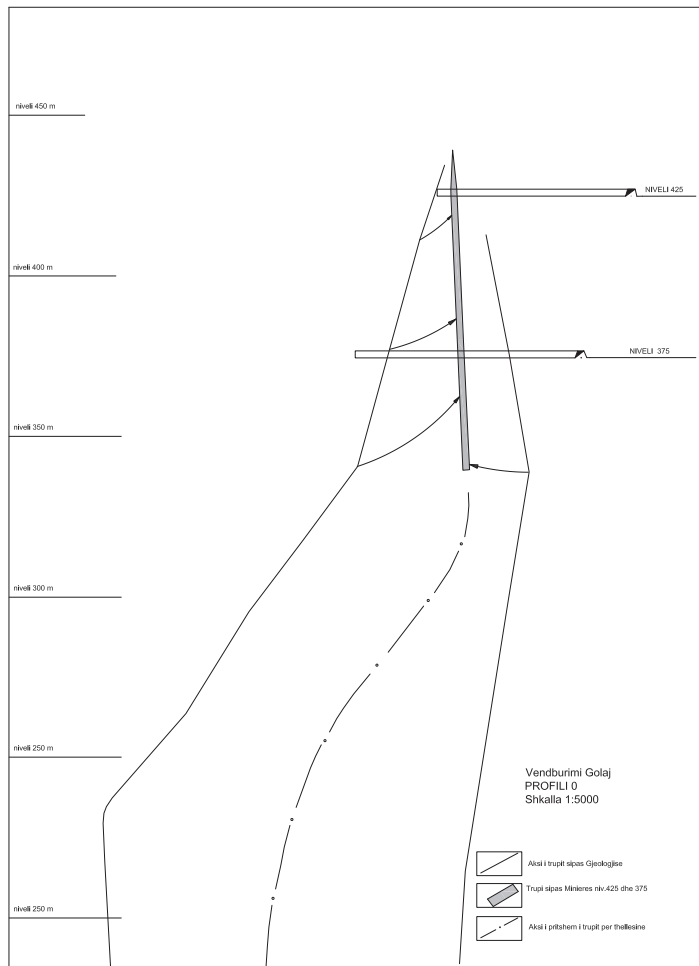


Figura 3. Profili gjeologjik 0 i kerkim-zbulimit

Figure 3. Cross section 0, prospected by geological exploration works.

minerale takohen serpentinite (si ksenolite) dhe mikrodiorite si fazë dajkore

-Dajkat mikroplagiogranite takohen edhe në kontakt të drejtëpërdrejtë me mikrodioritet, me sa duket si diferenciate të një dajke të madhe (shpimi 7, profili 3)

-Në gjithë profilet gjeologjike të vendburimit Golaj (12), faza dajkore dominuese rezultojnë ajo mikrogabrore (fig.1, 2, 3); në fakt ato duhet të jenë mikrodiorite pasi me sy është vështirë të dallohen nga njëra-tjetra. Një konkluzion i tillë rezultojnë edhe nga rilevimi 1:10.000 i kryer në rajonin Qarr-Perollaj dhe Fajza-Vranisht-Zahrisht, në një sipërfaqe prej 72 km² (2)

-Në profilet gjeologjike të vendburimit Golaj (12), gjithashtu dajkat mikroplagiogranite e mikrodiorite në disa raste presin dajkat mikrogabroide. Sipas përvijës së rilevimit 1:10.000 por edhe praktikës disa vjeçare të zbulimit me kuarc-sulfuret (3, 4, 5, 6, 7), rezultojnë që dajkat mikroplagiogranite e mikrodiorite janë dominuese mbi llojet e tjera dhe shkojnë paralel me gjithë kompleksin e dajkave dhe vete mineralizimin kuarc-sulfur.

-Natyra parësore e shkëmbinjve ultrabazike intensivisht të serpentinizuar në vendburimin Golaj, edhe sipas raportit të vitit 1977, është kryesisht veritike ashtu si shumica e intruzioneve ultramafike në rajonin e Hasit.

-Shkëmbinj të ultrabazike në vendburimin e Golaj, që ndodhen midis shkëmbinjve gabrorë përfaqësojnë intruzione ultramafike brenda gabrove shumë të përhapura në

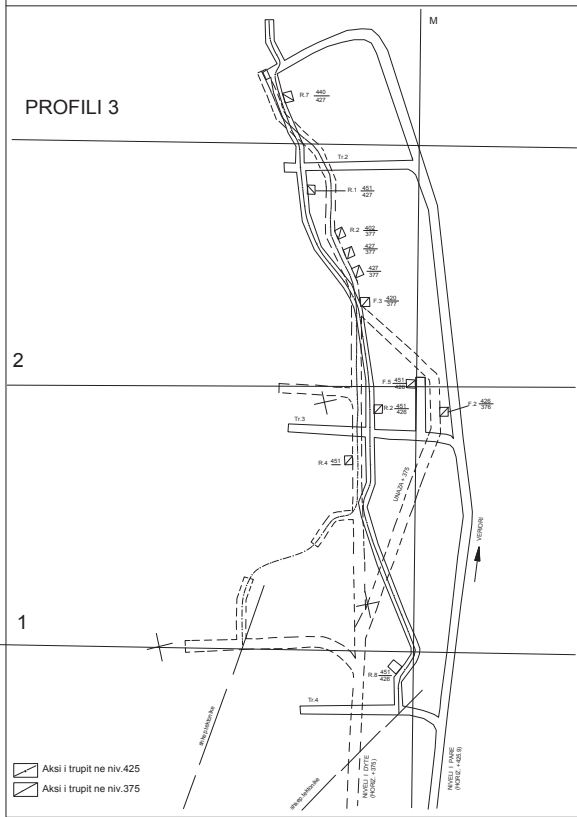
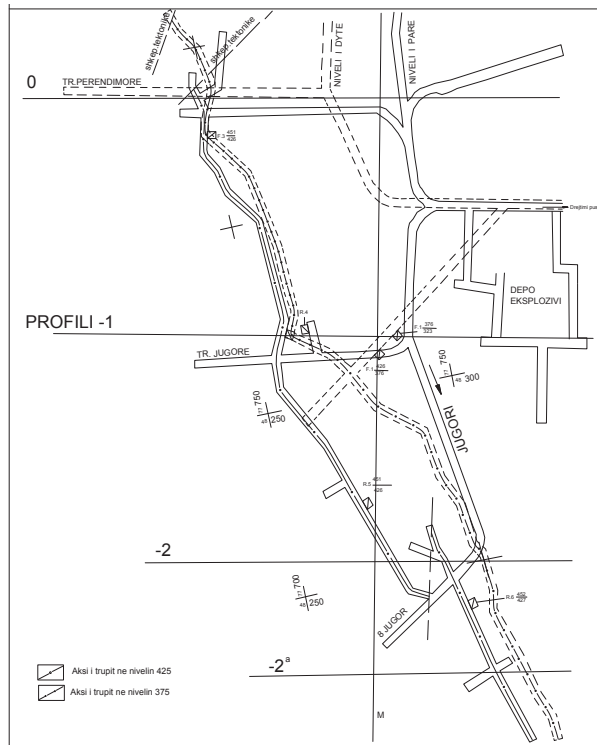


Figura 4. Planimetria e punimeve te minieres (pjesa veriore)
Figure 4. The planimetry of the mine works development (northern side)

Figura 5. Planimetria e punimeve te minieres (pjesa jugore)
Figure 5. The planimetry of the mine works development (southern side)



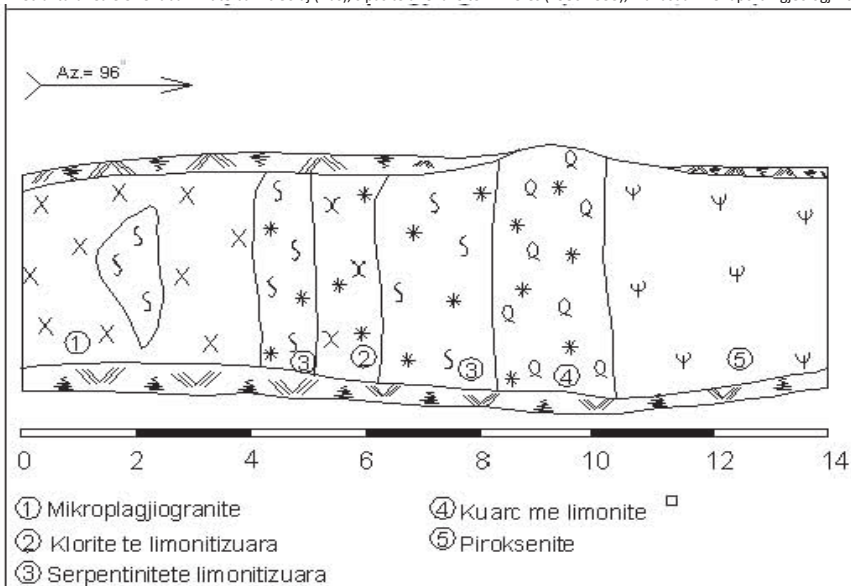


Figura 6. Mineralizimi kuarc-sulfur në vendburimin Golaj, i shoqëruar në dysheme me dajkën piroksenite dhe në tavan me dajkën mikroplagiogranite (Kanali 9, 1970)

Figure 6. Quartz-sulphide mineralization in ore deposit of Golaj, accompanied in the floor by pyroxenite dyke and mikroplagiogranite dyke on the top (Trench 9, 1970)

rajonin e Hasit (9, 10)

-Mineralizimi dhe dajkat i përkasin një burimi magmatik specifik siç janë intruzionet ultramafike e dioritet kuarcore-plagiogranite, duke përfaqësuar fazën dajkore të tyre dhe damaret kuarc-sulfur si produkt i fundit i tyre.

-Në fund të fundit të vetmit dëshmitarë të burimit magmatik prej nga vijnë hidrotermat mineralizuese janë shkëmbinj të e fazës dajkore.

-Faza dajkore në ultrabazikët e pjesës perendimore të vendburimit është intensivisht e zhvilluar, ajo ka përbërje mikroplagiogranite, plagiogranite, mikrodiorite e me pak mikrogabrore, përbën deri në 40% të volumit, është paralel me mineralizimin xeherore kuarc-sulfur, dhe ndërpret ultrabaziket (profilet -1, -2, 0, figura 1, 2, 3). Indirekt ky fakt është një tregues paragenetik i lidhjes së saj me intruzionet ultramafike dhe mineralizimin

kuarc-sulfur si produkt i fundit i tyre

-Nuk është rastësi fakti që mineralizimi kuarc-sulfur në vendburimin Golaj, lokalizohet direkt në kontaktin e intruzionit ultramafik me gabrot (prerjet -2, -1, 0, fig. 1, 2, 3).

-Fakt interesant për vendburimin Golaj (12), është edhe prania e mineralizimeve të gipsit me origjinë hidrotermale, i lokalizuar në pjesë të ndryshme të prejes, mbi zonën minerale ose nën të, të cilat kanë pësuar ndryshime dytësore hidrotermale (12).

-Fakt tjetër interesant, që rezulton prej një numri të madh përcaktimesh mineralogjike e mineragrafike (anshlife), është prania e kromitit në trajte kokrrizash të rralla deri në masen 1% të sipërfaqes të shlifit të takuar në shume prej tyre, gjë që lidhet me asimilimin e ksenoliteve ultramafike prej solucioneve hidrotermale, por ndoshta edhe me origjinën e përbashket të tyre.

REAL STRUCTURE OF THE COPPER DEPOSIT GOLAJ (HAS), ACCORDING TO THE MINE (1986-1993), COMPARED WITH THE 1977 GEOLOGICAL REPORT.

RESUME

The quartz-sulphur mineralizations in the Hasi district are considerably wide-spread. Various ore deposits have been found in this region, in places such as Golaj, Nikoliq 1, Nikoliq 2, Krumë.

Our goal in this paper is that through data mining to say the truth about the structural model of the copper deposit Golaj, after the mine workings in the year 1986-1993 have proved the existence of only one body and not two bodies under geological report 1977.

Such a stimulus is related to the fact that in the many maps, publications, and recent presentations Golaj deposit structure continues to appear under the old model of 1977. While no verification to reserves is secondary problem or associative.

By confronting data mining with geological report shows that the wrong image for the existence of two bodies in the three profiles -2,-1,0; has come because of the placement of drilling on two sides of the body with otherwise azimuth, and not measuring the deviation of drilling at the time of performing dilling (1970-1977), because at that time locked the appropriate equipment.

The situation appears quite clear in the profiles -2, -1,0; which reflected the true position of the body according to data mine, indicating that the Golaj deposit has vein simple structure, like all other quartz-sulphur ore deposits to found in the Hasi region and the entire gabro-noritic masive of Kaptina.

Key Words: *Structural model, mining works, geological report, quartz sulphur mineralization, ore deposits, deviation of drilling, ultramafic, gabbros, plagiogranite.*

REFERENCAT

- CAHANI V, (1986-1993).** Projekt-programe të shfrytëzimit të mineralit të bakrit për vendburimin Golaj.
- HYSENAJ R., (1982).** Raport i punimeve të rilevimit gjeologjik në shk. 1:10000 në rajonin Qarr-Perollaj dhe Fajza-Zahrishtë-Vranisht (zona e Hasit) *Arkivi i Nd. Gjeol. Kukës.*
- HYSENAJ R., (1983, 1984, 1985, 1986).** Projekte të punimeve të kërkim-zbulimit të kryera në rajonin e Hasit për mineralizimet e bakrit. *Arkivi i Nd. Gjeol. Kukës.*
- HYSENAJ R., (1987, 1988, 1989, 1990).** Projekte të punimeve të kërkim-zbulimit të kryera në rajonin e Qafe Toblit (Has) për mineralizimet e bakrit. *Arkivi i Nd. Gjeol. Kukës.*
- HYSENAJ R, (1991).** Relacion i punimeve të kërkim-zbulimit të kryera në rajonin Qafë-Tobël për vitet 1986-1990. *Arkivi i Nd. Gjeol. Kukës*
- HYSENAJ R., (1997).** Mbi kërkim-vlersimin e mineralizimeve magmatike të CU-NI në brezin e kontaktit gabro-ultrabazik në rajonin Kukës-Has. *Arkivi i Nd. Gjeol. Kukës.*
- HYSENAJ R, ELEZI M, GJETA H., (2000).** Raport i punimeve të hartografim -redaktimit gjeologjik në shk.1:25000 të kryer në rajonin Krumë-Vlahën-Dobrunë (Has). *FQGJ, Tirane.*
- HYSENAJ R, HASALAMI R., (2001).** Harta gjeologjike dhe pasuritë minerale të rrethit të Hasit, shkalla 1:50.000. *FQGJ, Tirane.*
- HYSENAJ R., (2004).** Intruzionet ultramafike në rajonin e Hasit (pjesa verilindore e zonës së Mirditës. *Bul. Shk. Gjeol. 1/2004.*
- HYSENAJ R., (2008).** Mineralizimi kuarc-sulfur në rajonin e Hasit dhe lidhja gjenetike e hapsinore me intruzionet ultramafike dhe diorite-plagjiogranite. *Bul. Shk. Gjeol. 2/2008.*
- JORJANI V., ETJ. (1972).** Raport i punimeve komplekse gjeologo-gjeofizike-gjeokimike në shkallë 1:2000 për rajonin Golaj-Bregu i Vlahnës. *Arkivi i Nd. Gjeol. Kukës.*
- JOTOPULLI N., (1977).** Raport gjeologjik me llogaritje rezervash për mineralizimin e bakrit, tipi kuarc-sulfur. Vendburimi Golaj (Rajoni i Hasit). *Arkivi i Nd. Gjeol. Kukës.*
- AKBN (1993).** Raport i mbylljes së Minieres Golaj. *Arkivi i AKBN*

HAZIR ÇADRAKU*, ARJAN BEQIRAJ**

Abstrakt

Në këtë punim paraqiten veçoritë hidrogeologjike të Basenit të Dukagjinit, i cili përfaqëson një nga basenet ujore me të rendesishem te Republikës se Kosovës. Ky basen ka një rrjet hidrografik te zhvilluar ku Drini i Bardhe përfaqëson rrjedhjen kryesore te ujembledhesit perkates. Burimet kryesore (Q=10m³/s) lidhen me formacionet kasrtike dhe karakterizohen nga regjim i variushem ne perputhje me regjimin e reshjeve atmosferike nga te cilat furnizohen. Ujrat nentokesore lidhen me formacionet karstike qe ndertojne reliefin malor dhe me depozitimet aluviale te pjeses fushore te basenit. Rezervat me te medha ujore takohen ne formacionet karstike te cilet permbajne ujra me Mbetje te Thate te ulet (169.32 mg/L), ndersa ujrat nentokesore te depozitimeve aluviale kane Mbetje te Thate me te larte (243.13 mg/L). Ujrat karstike i takojne tipit hidrokimik Ca-Mg-HCO₃ dhe tregojne variacion te ngushte te saj, ndersa ujrat e depozitimeve aluviale kane perberje kimike me te variueshme qe me sa duket lidhet me interferencen e proceseve te ndryshme te formimit te saj.

Fjalë kyçe: *basen hidrogeologjik, akuifer, burim, ujëpërshkueshmëri, perberje kimike.*

I. Hyrje

Baseni i Dukagjinit ndodhet në pjesën perëndimore të Republikës së Kosovës dhe ka sipërfaqe prej 4669 km² (Labus D.,1979). Në pikëpamje gjeomorfologjike baseni i Dukagjinit karakterizohet kryesisht nga relief fushor, ndërsa në periferitë e tij reliefi është malor dhe kodrinor. Lartësia mbidetare mesatare është rreth 700 m, duke variuar nga 273,5 në 2656 m. Në aspektin gjeologjik baseni i Dukagjinit paraqet një depresion tektonik me orientim Veri –Jug, brenda

të cilit veçohen struktura antiklinale dhe sinklinale të rangut të ulët, të përfaqësuara respektivisht nga male dhe lugina të ngushta e të thella erozionale (Alpet Shqiptare, Gryka e Rugovës, Kanioni i Mirushës, Gryka e Lumbardhit të Prizrenit etj.) (Pasha H., 1975). Masat shkëmbore të cilat ndërtojnë basenin e Dukagjinit përfaqësohen nga shkëmbinj të sedimentarë, metamorfikë dhe magmatikë, ndërsa në aspektin stratigrafik përfshijnë formacionet e të gjitha moshave gjeologjike, duke filluar nga Paleozoiku i Sipërm (Elezaj Z., Kodra A., 2008). Baseni i Dukagjinit gjatë gjithë historisë së zhillimit gjeologjik është kapur nga lëvizje tektonike gjatësore dhe tërthore, të cilat kanë krijuar relevin e sotem. Në pikëpamje hidrogeologjike baseni i Dukagjinit ndërtohet nga shkëmbinjë kompakt me ujra te tipit te carjeve (pjesa perëndimore, jugore, lindore dhe veri perëndimore) ndërsa pjesa fushore (nga Istogu deri Prizren) ndërtohet nga sedimentet e Terciarit me porozitet intergranular (Instituti për ujëra “Jarosllav Çerni” 1983). Rrjeti hidrografik është mjaft i zhvilluar, drenimi i ujërave është në drejtim të jug perëndimit (Pllana R., 1991). Reshjet shfaqin variacione të mëdha në kohë (gjatë vitit) dhe në hapësirë, nga >1000 mm/vit në pjesën malore të basenit deri ne 600 mm/vit në pjesën fushore të basenit.

Zhvillimi historik në lidhje me ndërtimin tektonik të Kosovës datojnë nga pjesa e parë e shekullit XIX, kur A. Bouean (1836 – 1840) dhe A. Viquesnela (1842 – 1843) kanë hedhur bazat e zhvillimit tektonik të formacioneve gjeologjike të Kosovës. Me pas J. Cvijiq (1901,1902 dhe 1903) dhe C. Radovanoviq (1907) në punimet e tyre kanë dhënë disa konceptione për zhvillimin e tektonikës të cilat sot përfaqësojnë bazë të sigurt mbi të cilin janë ngritur dhe formuluar teori të reja (Instituti për ujëra, „Jarosllav Çerni”1983). Problemet e ndërtimit tektonik të Kosovës janë trajtuar nga F. Nopsca (1905 – 1932). Referuar rajonizimit te detajuar të Dinarideve sipas

*Ministria e Mjedisit dhe e Planifikimit Hapesinor, Departamenti i Ujrave, Prishtine, cadraku@hotmail.com

**Fakulteti i Gjeologjise e Minierave, Ruga e Elbasanit, Tirane, ae_beqiraj@yahoo.com

(F. Kosmat, L. Kober, J. Cvijiq, F. Nopsca dhe G. Bukovski), pjesa e Basenit të Dukagjinit në Republikën e Kosovës i takon brezit të rreshpeve të Paleozoikut dhe gëlqerorëve të Mezozoikut të cilët përfshijnë Rashkën dhe përfundojnë në Basenin e Dukagjinit. Po ashtu në këtë ndarje përfshihet edhe brezi i strallorve dhe shkëmbinjve eruptive të gjelbër të cilët nga Bosnja lindore kalojnë në Serbinë perëndimore dhe jugperëndimore dhe futen në Kosovë dhe Shqipëri.

II. Të dhëna gjeomorfologjike

Në reliefin e basenit të Dukagjinit malet me lartësi mbi 1000 m zënë 8,85%,

ndersa kodrat nën 500 m zënë 29,42 %. Në sistemin e maleve të larta të basenit të Dukagjinit veçohen Gjeravica (2656 m), Sharri (2498 m), Hajla (2400 m), Koritniku (2106 m), Bogoqevica (2335 m), Pashtriku (1988 m) Mali i Thata (1958 m) dhe Mokna (1906 m). Këto male janë kryesisht të ndërtuara nga shkëmbinje gëlqerorë me forma të ndryshme karstike (Pllana R., 1991). Karakteristike në gjeomorfologjinë e basenit të Dukagjinit janë edhe format relikte të relievit me origjinë akullnajore të përfaqësuara me cirqe dhe morena (Cvijiq, 1913). Këto forma akullnajore takohen në lartësi nga 950 m deri 2500 m dhe ende janë mjaftë mire të ruajtura në Gjeravicë (2100 m – 1700m). Sipas Cvijiqit (1913) morenat

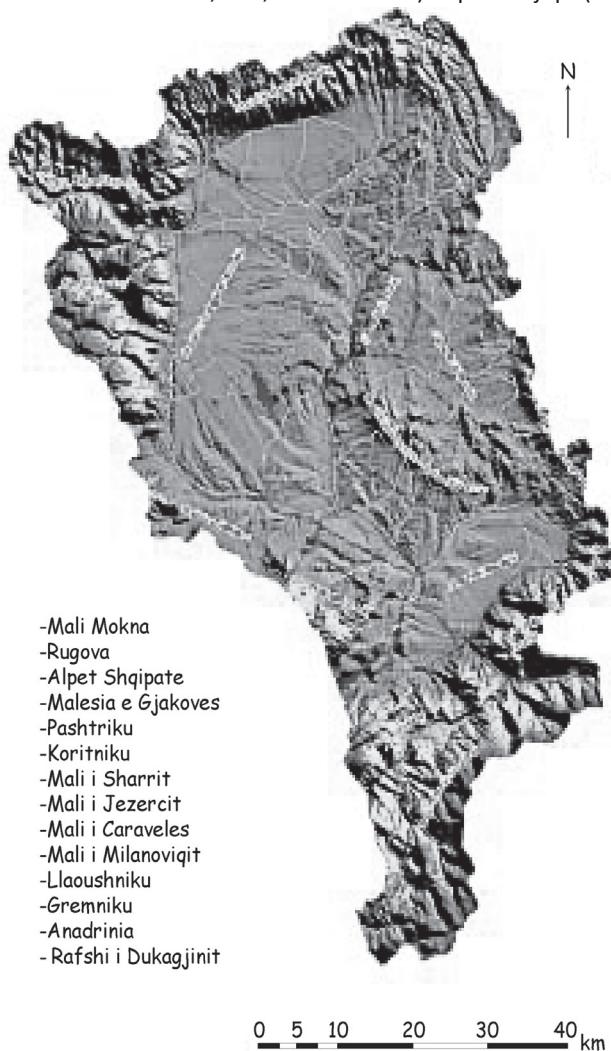


Figura 1. Harta morfoorografike basenit të Dukagjinit
Figure 1. Mopho-orographic Map of Dukagjini basin

në basenin e Dukagjinit janë grupuar në dy tarraca:

-Tarraca e poshtme ne Alpet Shqiptare (Pleistoceni i Mesëm),

- Tarraca e sipërme qe nderton pjesen më te madhe te maleve (Pleistoceni i Sipërm).

Bllloqet e sedimenteve në rrethinën e Pejës dhe Deçanit janë veçuar si morena (Cvijiqi, 1913), ndërsa autorë të tjerë i veçojnë si sedimente fluvioglaciale. Në Malet e Sharrit, sedimentet glaciale janë prezentë në brendësi të masivit dhe në anën lindore e më pak në anën perëndimore (Millojeviq,1937). Gjurmët e morenave në pjesën veriore të Maleve të Sharrit e sidomos në rrethinën e Brezovicës në Siriniq janë ruajtur mjaftë mirë. Këtu format karstike janë nga ato më të thjeshtat (brazda, fusha karstike) deri te to më komplekset (zgavrimit deri te shpella) (Pllana R., 1991).

maksimale (> 1000 mm/vit) të reshjeve bien në pjesën malore të basenit, ndërsa sasitë minimale (600 mm/vit) bien në pjesën fushore të tij. Temperatura më të ulëta janë në muajt: Janar, Shkurt dhe Dhjetor, ndërsa më temperaturat më të larta janë në muajt: Korrik dhe Gusht(IHMK 2010).

Ne rrejetin hidrografik te basenit te Dukagjinit, lumi më i madh është Drini i Bardhë, i cili njëkohësisht është edhe ujëmbledhësi kryesor i basenit. Ujëmbledhësi i Drinit të Bardhë, grumbullon ujrata nga të dy anët; në anën e djathtë mbledh ujërat nga Lumëbardhi i Pejës (503.5 km²), Lumëbardhi i Deçanit (278.3 km²), Ereniku (515.5 km²), ndërsa në anën e majtë mbledh ujërat nga Lumi Istog (446.7 km²), Lumi Klinë (439.0 km²), Lumi Mirushë (334.5 km²), Lumi Toplluha (498.2 km²), Lumbardhi i Prizrenit (266.0 km²), Lumi Plava dhe Restelica (309 km²) (Labus D., 1979).

Tabela 1. Variacioni kohor i reshjeve, stacioni Pejë (periudha 2002-2007) (sipas IHMK, Kosove)

Viti	T °C	Muajt											
		J	SH	M	P	M	Q	K	G	SH	T	N	DH
2002	Mes.	-3.1	5.7	10.2	10.4	16.1	24.2	27.8	15.3	12.7	7.5	2.3	1.6
2003	Mes.	1.8	1.2	6.7	9.6	14.8	21.4	25.8	27.2	14.6	12.3	6.8	2.3
2004	Mes.	-1	1.2	4	12.9	14.3	18	21.8	23.4	17.2	13.8	6.3	3.6
2005	Mes.	-2.5	6.7	11.5	11.3	17.1	21.7	23.3	29.8	15.8	10.6	8.2	2.5
2006	Mes.	-1.1	-1.1	5.8	12.3	14.2	17.7	21.2	25.8	18.4	15.2	9.2	3.1
2007	Mes.	4.8	5.6	8.6	15.5	16.8	21.2	24.6	22.4	15.3	10.3	4.1	0.4

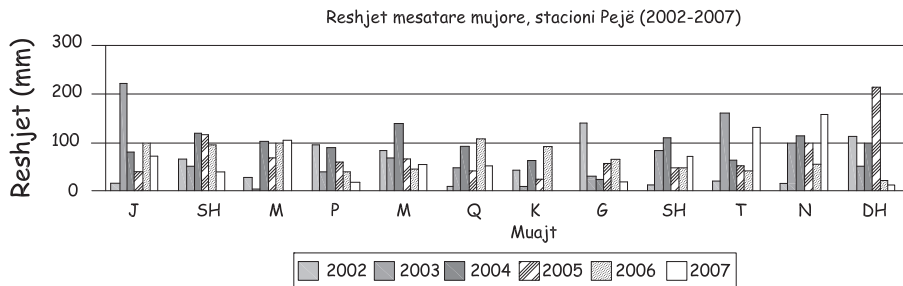


Figura 2. Variacioni kohor i reshjeve mesatare mujore, stacioni i Pejës.

III. Të dhënat hidrometeorologjike

Në basenin e Dukagjinit dominon klima mesdhetare kontinentale dhe malore (Pllana R., 1991) te ndërthurura me mikroklimat te kushtëzuara nga alternimi i luginave lumore me malet e larta çka çon ne modifikime të ndryshme të klimës mesdhetare dhe kontinentale. Sasitë

IV. Ndërtimi gjeologjik

Ne Basenin e Dukagjinit jane dalluar gjashte njesi gjeologjike-formacionale.

Njësia e Alpeve Shqiptare (Njësia e Valbonës NV) - takohet në pjesën perëndimore të Kosovës, në kufi me Shqipërinë. Përfaqësohet me formacione flishore të Kretakut të Sipërm të njësisë së Valbonës e cila bënë mbylljen periklinale dhe zhytet

Tabela 2. Temperaturat mesatare mujore në stacioni Pejë

Reshjet mesatare mujore (2002-2007) stacioni Pejë													
Stacioni	Viti	J	SH	M	P	M	Q	K	G	SH	T	N	DH
Pejë	2002	16.5	62.4	26	93.6	81.3	8.6	39.6	139.3	11.8	20.1	14.1	111
Pejë	2003	220	48.4	2.5	34.6	66.4	45.3	9.5	31.2	80.3	159.4	99.3	47.5
Pejë	2004	77.8	117.8	101.2	86.7	140.4	92.3	61.1	24.9	110	61.5	112.4	95.8
Pejë	2005	37.3	114.5	66.2	57.9	63.6	38.2	23.8	53.2	45.7	47.2	96.5	212
Pejë	2006	96.8	93.6	97.8	37.1	43.9	106	91.5	63.6	44.1	39.1	54.2	21.5
Pejë	2007	70.1	37.6	103	18.6	51.8	49.8	1	18.5	71.1	131	159	12.9

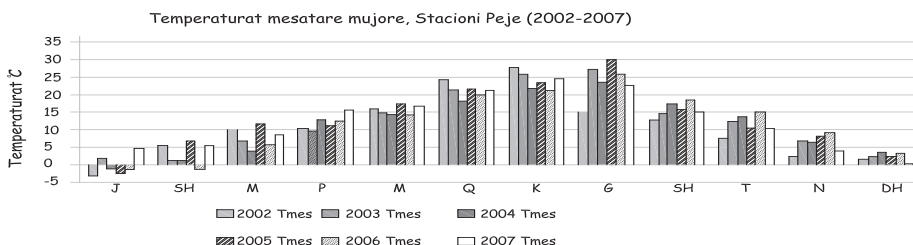


Figura 3. Variacioni kohor i temperaturave mesatare mujore, stacioni i Pejës.

Tabela 3. Nivelet minimale, mesatare dhe maksimale të ujit në stacionet hidrometrike (2004)

Nivelet i ujit në stacionet matëse													
Stacioni	Niveli	Muaji											
		J	SH	M	P	M	Q	K	G	SH	T	N	DH
Mirushë	Min.	0.28	0.65	0.93	0.78	0.66	0.60	0.55	0.48	0.53	0.00	0.00	0.00
	Mes.	0.64	0.96	1.21	0.83	0.81	0.68	0.61	0.61	0.54	0.00	0.00	0.00
	Max.	2.49	2.64	2.66	0.94	1.13	0.88	0.75	0.72	0.55	0.00	0.00	0.00
Prizren	Min.	0.22	0.27	0.35	0.45	0.51	0.40	0.21	0.18	0.18	0.18	0.19	0.00
	Mes.	0.34	0.38	0.44	0.50	0.55	0.54	0.29	0.22	0.20	0.22	0.29	0.00
	Max.	0.60	0.54	0.76	0.58	0.60	0.70	0.39	0.28	0.32	0.27	0.45	0.00
Bërkovë	Min.	0.72	0.76	0.97	0.91	0.98	0.89	0.73	0.70	0.70	0.78	0.79	0.92
	Mes.	0.8	0.89	1.11	0.99	1.14	1.06	0.81	0.79	0.80	0.82	0.98	1.03
	Max.	1.19	1.59	1.51	1.20	1.54	1.43	0.95	0.90	1.11	0.88	1.64	1.43
Vllashnje	Min.	0.73	0.90	1.06	1.08	1.10	0.95	0.67	0.62	0.58	0.66	0.68	0.86
	Mes.	0.93	1.03	1.21	1.16	1.18	1.18	0.79	0.73	0.66	0.73	0.92	0.97
	Max.	1.65	1.50	1.95	1.27	1.29	1.39	0.94	0.81	0.86	0.80	1.44	1.25
Drelaj	Min.	0.23	0.26	0.31	0.56	0.57	0.35	0.19	0.12	0.10	0.11	0.12	0.26
	Mes.	0.34	0.35	0.51	0.79	0.74	0.59	0.24	0.16	0.13	0.18	0.33	0.46
	Max.	0.66	0.85	0.75	1.05	1.18	0.87	0.34	0.20	0.25	0.42	1.00	0.9
Grykë	Min.	0.5	0.47	0.56	0.83	0.83	0.59	0.50	0.37	0.34	0.37	0.40	0.48
	Mes.	0.64	0.59	0.77	1.02	0.99	0.86	0.55	0.43	0.38	0.44	0.58	0.68
	Max.	0.91	1.03	0.99	1.36	1.36	1.18	0.63	0.58	0.51	0.65	1.22	1.06

në territorin e Kosovës, poshtë mbulesave dhe formacionet Triasiko – Jurasike, tektonike të njëjësive të brendshme (Kodra, kryesisht karbonato – silicore, përfshihen edhe fragmente të serpentiniteve, bazalteve

Njësia e Deçanit (NDe)- Përfaqësohet nga etj. Ka përhapje të kufizuar në territorin e formacionet shistoze të Paleozoikut të Kosovës.

Poshtëm, konglomeratet e Permo–Triasikut Brezi Ofiolitik Mirditë - Gjakovë – ky brez

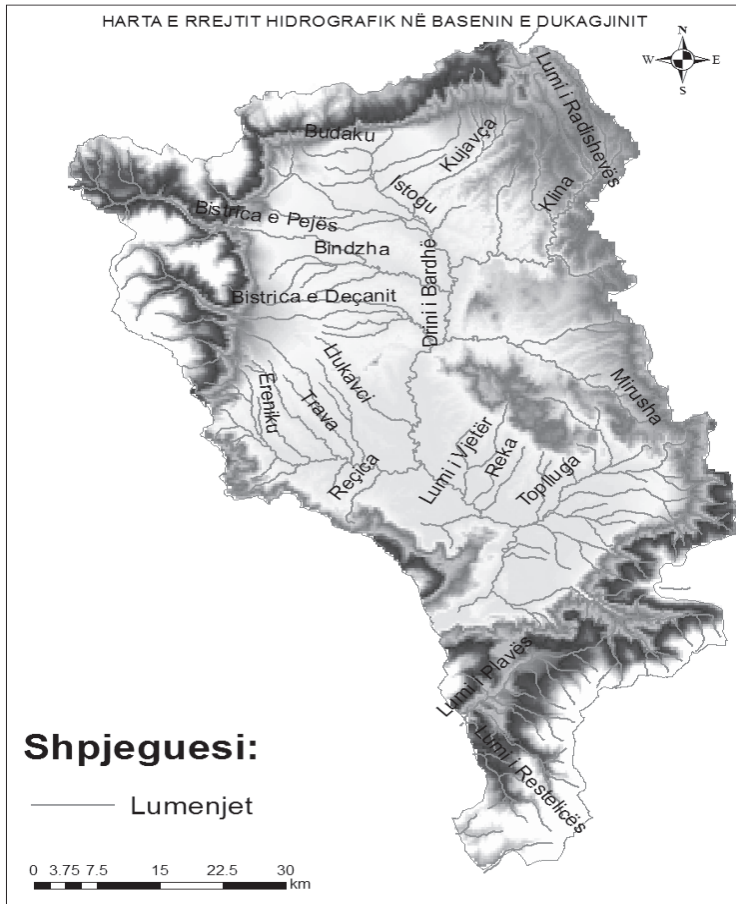


Figura 4. Harte e rrjetit hidrografik te basenit të Dukagjinit

në territorin e Dukagjinit përfshin sipërfaqe të kufizuar (rreth 130 km²). Karakterizohet me dy komplekse ofiolitike të Jurasikut të Mesëm dhe të Triasikut të Mesëm - Jurasikut të Poshtëm (Elezaj Z., Kodra A., 2008). Përfaqësohet nga harcburigite, bazalte, gabro, keratofire etj.

Njësia e Pejës (NP) – është e përhapur në pjesën veriperëndimore të rrafshit të Dukagjinit. Ndërtohet nga shistet e Paleozoikut, karbonatet e Triasikut, silicorë radiolarikë (J₂) dhe shiste me blloqe (J₂, J₃). Njësia e Pejës interpretohet si njësi platformike, me pozicion në Lindje të basenit oqeanik Dinarid dhe në përendim të oqeanit të Vardarit. Veçohet me dy nën njësi: Mokna dhe Rugova.

Njësia e Korritnikut (NK) – ka përhapje nga kufiri me Shqipërinë në Përendim e deri në Brezovicë në Lindje. Ndërtohet nga formacionet shistoze të Silurianit-Devoninit, konglomeratet të kuqërrema të Permian – Triasikut të Poshtëm, gëlqerorë e dollomite,

silicorë radiolarikë dhe gëlqerorë pllakorë me silicorë, tufe, brekcie të Jurasikut të Mesëm etj.

Njësia e Sharrit (NSH) – shtrihet në pjesën jugperëndimore të basenit të Dukagjinit dhe është vazhdim i drejtpërdrejt i njësisë së Kollovozit (Shqipëri) që korelohet me zonën e Maqedonisë Perëndimore. Përfaqësohet nga shiste, kuarcite, ignimbrite etj. Veçohen edhe formime karbonatike pelagjike të moshës së Triasikut.

Njësia e Malishevës (NM) – përhapet në pjesën lindore të basenit të Dukagjinit, ndërtohet nga formacionet të shisteve Paleozoikë, më pak formacione karbonatike – silicorë pelagjike të Triasik – Jurasikut dhe terigjene të Jurasikut të Mesëm - të Sipërm (Elezaj Z., Kodra A., 2008).

V. Tektonika e basenit të Dukagjinit

Baseni i Dukagjinit gjatë zhvillimit të tij tektonik, së pari ka qenë i përfshirë nga

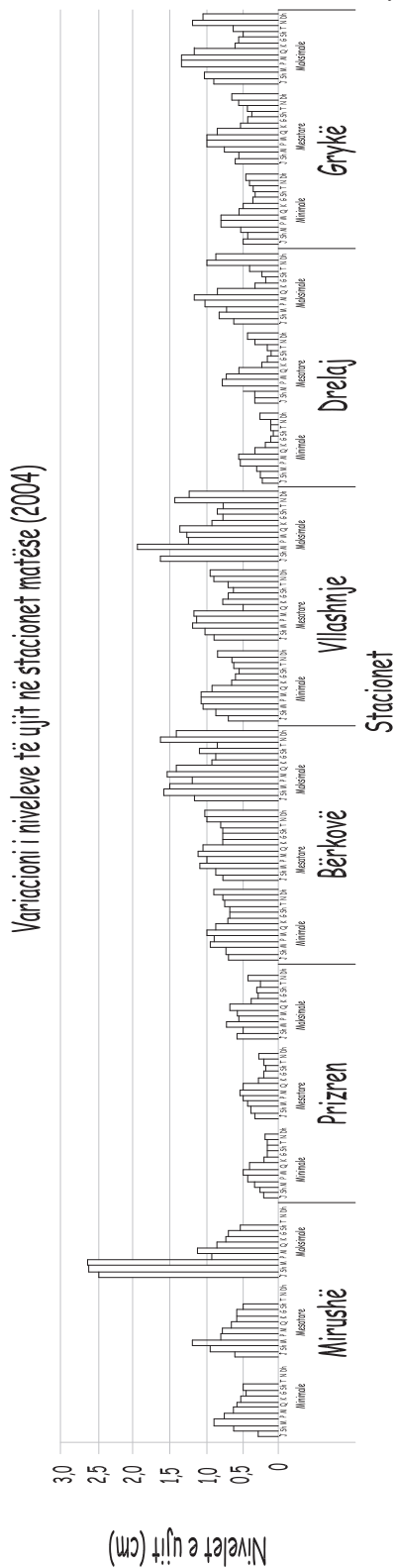


Figura 5. Variacioni i niveleve të ujit në stacionet matëse hidrometrikë.

Orogjeneza Alpine, e cila ka filluar në fund të Triasikut dhe në fillim të Jurasikut. Nën ndikimin e këtyre lëvizjeve tektonike janë formuar komplekset e ngritura malore të sistemit Dinarik. Në Orogjenen Laramike, ka përfunduar plotësisht rrudhosja. Në këtë përfundim na sjellin sedimentet e Terciarit të cilat në Basenin Dukagjinit dhe në Basenin e Kosovës nuk janë të rrudhosura. Megjithatë lëvizjet tektonike nuk kanë pushuar, kështu që në fillim të Miocenit Baseni i Dukagjinit është përfshirë nga lëvizjet tektonike radiale të cilat kanë ndërtuar konturin bazë të relievit të sotëm. Tektonika e re ka shkaktuar copëtimin i strukturave të vjetra orogjenike dhe formimi i strukturave të reja. Me ngritjen dhe uljen e disa pjesëve të terrenit janë formuar horstet dhe grebenet. Lëvizjet e sotme neotektonike në një masë të madhe kontrollojnë relievin topografik të sotëm (Elezaj Z., Kodra A., 2008). Në kuadër të basenit të Dukagjinit janë evidentuar tre njësi tektonike të cilat i takojnë përkatësisht Dinarideve të Brendshme, zonës së Vardarit dhe depresioni të Dukagjinit (Gjeologjia e Serbisë IV., 1976. Tektonika). Dukuri të rëndësishme tektonike që kanë kushtëzuar formimin e basenit tektonik kanë qenë sistemi periferik i shkarjeve, sistemi i shkarjeve të lumit Klinë dhe mbihipja e Çiçavicës. Përgjatë sistemit periferik të shkarjeve është kryer mbushja e pjesëve qendrore të basenit në raport me pjesën periferike që kanë lartësi më shumë se 600 m. Ky sistem i shkarjeve tektonike të Basenit të Dukagjinit ka shtrirje LVL – PJP. Në pjesën periferike ekzistojnë dy shkarje të cilat shtrihen: njëra nga Peja deri në Deçan, përafërsisht në drejtim Veri – Jug, ndërsa e dyta e cila përbënë kufirin jugperëndimor të basenit, shtrihet në drejtim Veriperëndim – Juglindje nga Dobroshti deri në Damjan. Baseni i Dukagjinit ka përgjithësisht drejtim dinarik të strukturave gjeologjike por me një shmangie të vogël, për arsye të tërthores Shkodër - Pejë. Ky basen përfaqëson gjirin detar që më vonë është kthyer në lagunë dhe me pas është izoluar si liqen. Regjimi tektonik mbizotërues ka qenë në tërheqje (Elezaj Z., Kodra A., 2008).

VI. Veçoritë hidrogeologjike

Në Basenin e Dukagjinit janë veçuar komplekset e mëposhtëm ujëmbajtës (akuiferë):

- Akuiferë aluvialë
- Akuiferë karstikë
- Formacionet pa ujë ose me ujëmbajtje të

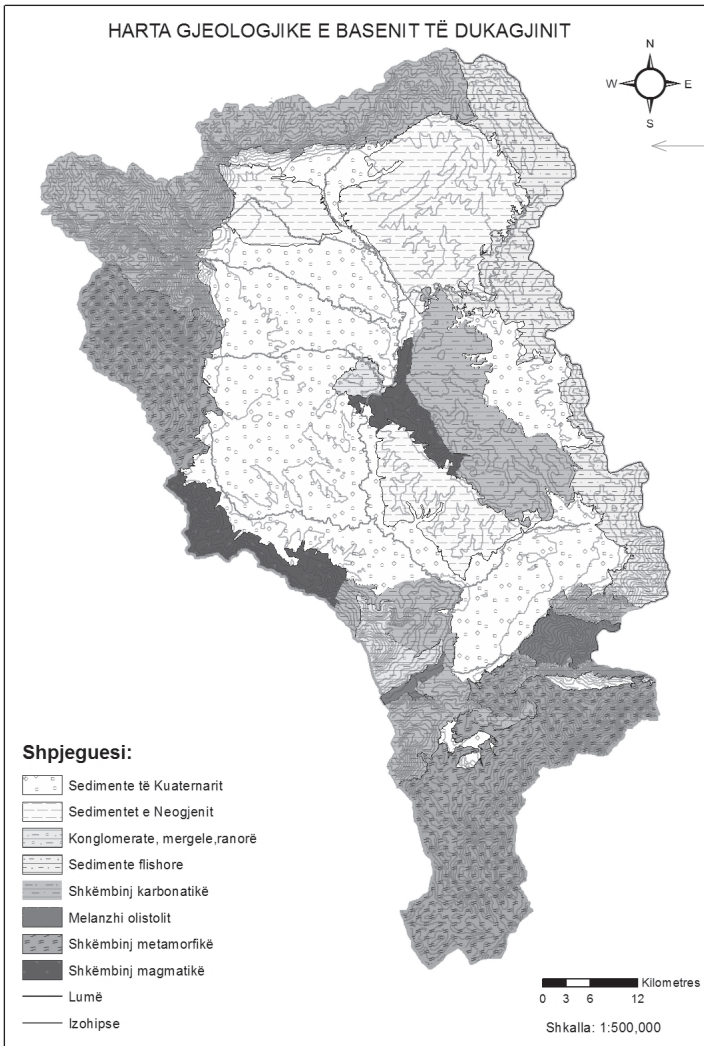


Figura 6. Harta gjeologjike e basenit të Dukagjinit
Figure 6. Geological Map of Dukagjini Basin

Kuaternarit dhe Terciari. Në aspektin litologjik ky akuifer është i përbërë nga rëra dhe zhavore gjysem të lidhura me trashësi të ndryshme, qe varion nga 5 m deri në 20 m (Institutit për ujëra, „Jaroslav Černi” 1983). Janë të shtrira në pjesën fushore të basenit të Dukagjinit, kryesisht në të dy karahët e rrjedhave lumore. Në profilin vertikal dominojnë zhavorret dhe rërat, por vërehen edhe argjilat, rëra argjilore me kalime graduale në ranore. Ky akuifer veçohet me veti të mira filtruese, përmban kryesisht ujra freatikë niveli i të cilave luhatet nga 1.5 m deri në 5 m, dhe më pak takohen ujra subartezianë dhe artezianë (lokaliteti Skivjan – Ereç, Istog-Lubozhd dhe Dvoran –Gelanc) (Vilimonoviq

kufizuar.

VI.1. Akuiferet aluviale

Ky tip akuiferi është i formuar në sedimente aluviale, deluviale dhe morenore te

J., 1969). Luhajtja e regjimit të ujrave nentokesore varet nga reshjet atmosferike dhe nga morfologjia e terrenit.

Sipas studimeve te mëparshme (Pasqyra e Hidroekonomisë së Kosovës 1983-

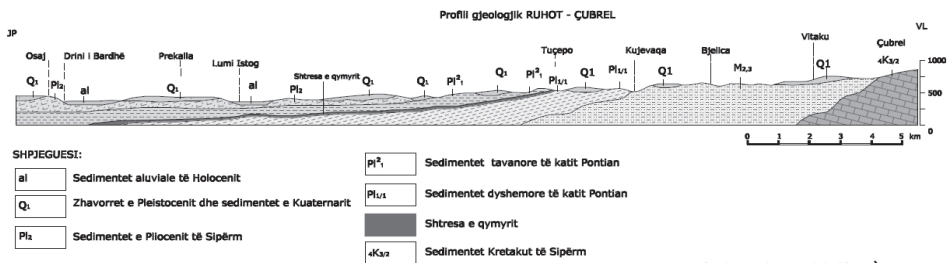


Figura 7. Profili gjeologjik Pejë–Runik (sipas Bokqij P, Vusijiq L., 1977).
Figure 7. Geological cross section Pec-Runik (according to Bokqij P, Vusijiq L., 1977)

2000) rezulton se koeficienti i filtrimit të aluvioneve të lumit Drini i Bardhë luhatet nga $1.37 \times 10^{-3} \text{ m/s}$ (aluvionet e Lumëbardhit të Pejës në Jug – Lindje të Pejës) deri në $1.3 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ (aluvionet e lumit Toplluhë, në Jug – Perëndim të Therandës). Amplituda e luhatjes se nivelit të ujit lëvizë nga 0,30 deri 4.32 m.

VI.1.1. Burimet e ushqimit të ujërave nëntokësorë të aluvioneve

Akuiferet aluvionalë kryesisht janë të vendosur në pjesën fushore të basenit të Dukagjinit. Ushqimi i ujërave nëntokësorë në këtë akuifer vjen si nga reshjet atmosferike (Annex 20, J. A. Malcom, 2009-2010) (shiu, bora etj) edhe nga drenimi i ujërave nga basenet anësore karstikë dhe mollasikë. Ushqimi i ujrave nentokesore nga reshjet është vlerësuar me anën e metodes të Mas-Balances se klorureve. Bazuar në matjet e permbajtjeve të klorureve në 8 mostra shiu dhe 23 mostra ujrash nentokesore, ushqimi mesatar vjetor i ujrave nentokesore nga reshjet është vlerësuar në masën 16%. Ushqimi nga basenet anësore është konfirmuar nga rezultatet e monitorimit të niveleve të ujrave nentokesore sidomos gjatë viteve me të reshura të pakëta. Shtrati i lumenjve në këtë basen pret horizontet e ujërave nëntokësorë duke patur lidhje direkte komunikuese me to. Karakteri i komunikimit hidraulik reciprok është i ndryshueshëm, në periudhat thata, kur nivelet e ujrave nentokesore bien, lumi ushqen akuiferet aluviale. Në favor të këtij pohimi janë të dhënat e disa parametrave kimike të ujrave nentokesore – tregues të ndotjes (NH₄, NO₂, PO₄, Cl, BO₅, COD, Viruses, etc) – të cilët rezultojnë të njejte me ato të ujit të lumit. (Annex 20, J. A. Malcom, 2009-2010)

VI.2. Akuiferët karstikë

Ky tip i akuiferit është i përhapur në pjesën periferike të basenit, kryesisht në zonat e ndërtuara nga shkëmbnjtë karbonatike, gëlqerorë dhe mermere, të karstifikuar, me forma karstike nga më të ndryshmet (plasa, çarje, kanale, kaverna, gropa, shpella etj) (Instituti për ujëra, „Jarosllav Černi” 1983). Regjimi i burimeve karstike është i lidhur ngushtësisht me regjimin e reshjeve. Burimet mbi bazën e drenimit lokal dallohen për një amplitudë të madhe të luhatjes së debiteve, ndërsa regjimi i burimit nën bazën e drenimit lokal është

shumë me stabel (Dakoli, 2008). Burimet me prurje të qëndrueshme zakonisht janë në numër të vogël (burimet e gurrave), por me prurje të madhe. Këto burime dalin në prerjet erozionale të shkëmbinjve karbonatike - luginat e lumenjve, ose në kontaktet e gëlqeroreve me formacione të papërkrahueshme në nivele të uleta hipsometrike. Prurjet e këtyre burimeve luhaten prej 20-100 lit/sec deri në 10 m³/sec (IHMK 2010.)

VI.2.1. Zona e ushqimit

Duke u nisur nga karakteristikat e përgjithshme gjeologjike dhe hidrogeologjike dhe pozicionit hapësinor ku janë të vendosura akuiferet karstike në basenin e Dukagjinit, konstatohet se ky tip akuiferi ushqehet kryesisht nga reshjet atmosferike (shi dhe borë). Mendohet se disa nga akuiferet karstike të basenit të Dukagjinit e kanë zonën e ushqimit përtej fushes së përhapjes të shkëmbinjve karbonatike (Peric J., e tjerë., 1978 –1979). Në këtë përfundim është arritur nëpërmjet përdorimit të metodave të gjurmuesve (ngjyrë, natriumfuroscen, elemente radioaktive etj) për studimin e zones së ushqimit të burimeve Istog, Radavc, Poslisht etj.

VI.2.3. Burimet Karstike

Baseni i Dukagjinit është pjesa më e pasur e Kosovës me burime karstike nga të cilat sot furnizohen me ujë të pijshëm shumë vendbanime të kësaj zone, ose shfrytëzohet për ujitje dhe gjenerimin e energjisë elektrike. Ndër burimet karstike më të njohura janë:

VI.2.3.1. Burimi i Radavcit

Ketu fillon rrjedhjen lumi i Drinit të Bardhë. Ky burim del në kontaktin e gëlqerorëve të Triasikut me formacionin e papershkueshem diabaz –strallor, i cili maskohet nga prezenca e gëlqeroreve të coptuar. Burimi karstik ushqehet nga masivi gëlqeror i karstifikuar e rrudhosur në formën e sinklinalit me shtrirje JJP-VVL, mali Rusoli. Mendohet që pjesa më e madhe e ujit të lumit Shushica në verilindje të burimit të Radavcit, humbet dhe del në burimin Drini i Bardhë (Peric J., e tjerë., 1978 –1979). Vlera mesatare e mujore luhatet në kufijtë 1.0 – 21 m³/s, ndërsa vlera mesatare vjetore luhatet nga 3.5 në 8 m³/s (Baza e Hidroekonomisë ujore të Kosovës 1983-2000)

VI.2.3.2. Burimi i Istogut

Burimi i Istogut del në kuotën 530 m, në kontakt të gëlqerorëve të Triasikut dhe formacioneve diabaz-strallore. Gëlqeroret e

lindje me rënie të butë në drejtim të veriut. Gjatësia e sinklinalës është afërsisht 7 km, ndërsa gjerësia 0.8 km, pellgu i burimit sillet afërsisht 76 km² (Periçi J., 1978). Matjet sistematike të rrjedhjeve ujore në këtë burim janë bërë në dy periudha: prej vitit 1933-1941 dhe 1953-1959. Është konstatuar se prurjet mesatare vjetore sillet nga 2.4 – 4 m³/s. Rrjedhjet minimale të burimit është konstatuar në vitin 1933 që sillej prej 1.6 – 1.8 m³/s. Këto rrjedhje janë regjistruar në periudhën kohore Shtator – Tetor 1943 dhe kanë zgjate 50 ditë. Rrjedhja maksimale është regjistruar në vitin 1936 që sillej 8.6 m³/sec. Raporti në mes rrjedhjes maksimale dhe asaj minimale sillej prej 4.3 – 3 m³/s, që tregon për një baraspeshë të lartë të shterjes së burimit. (Instituti për ujëra „Jarosllav Çerni” 1983).

HARTA HIDROGJEOLGJIKE
Baseni i Dukagjinit
1 : 300 000

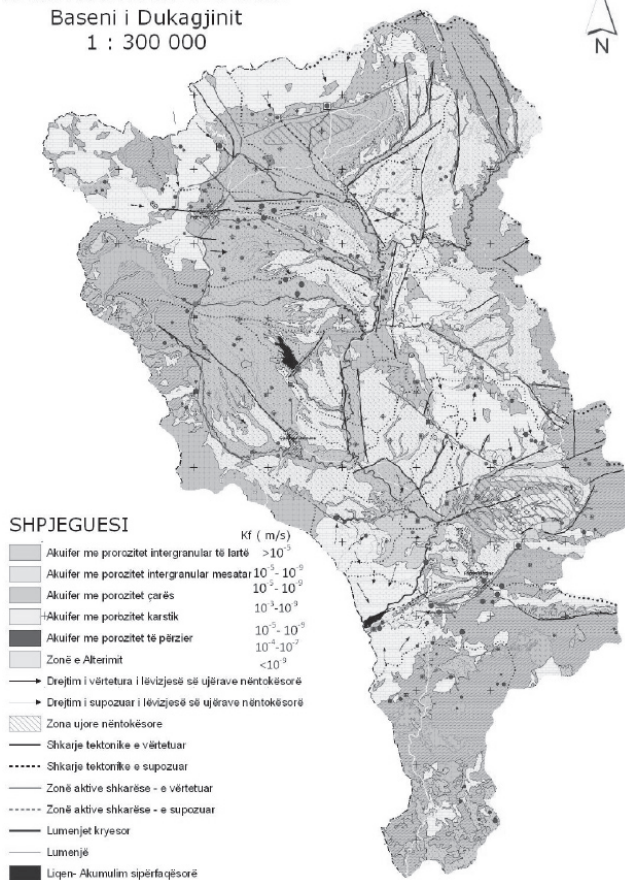


Figura 8. Harta hidrogeologjike e basenit të Dukagjinit (KPMM,2006)

Figure 8. Hydrogeological Map of Dukagjini basin (KPMM,2006)

karstifikuar janë të rrudhosur në sinklinalen sinklinalja ka rënje të butë në drejtimin e cila ka shtrirje në drejtim perëndim-perëndim-veriperëndim (P-VP), gjatësia e së cilës sillej diku 3 km, ndërsa gjerësia afërsisht 2 km(Peric J.,e tjerë., 1978 –1979). Në bazë të këtyre parametrave konstatojmë që pellgu i këtij

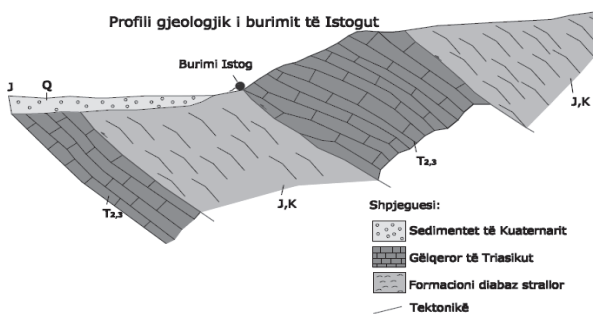


Figura 9. Profil terthor (tregohet dalja e burimit karstik Istog)

burimi është afërsisht 6 km². Burimi “Vrella” është burim i tipit të kontaktit (gëlqerorëve dhe formacioneve diabaz-strallor). Në periudhën e rrjedhjeve maksimale burimi funksionon edhe si burim nën shtypje hidrostاتيke. Monitorimi i prurjeve të ujit (1961-1963) tregoi se prurjet burimit vjellë sillen nga 0.12 deri 1.5 m³/s (Peric J., 1978).

VI.2.3.4. Burimi “Krk Bunar”

Burimi “Krk Bunari” ndodhet 3.5 km., në lindje të Prizrenit në luginën e lumit Bistrica e Prizrenit. Ky burim karstik rrjedh në gëlqeroret e rrudhosur te Kretakut. Burimi “Krk Bunar” është kaptazhuar dhe përdoret për furnizimin me ujë të pijshëm për banorët e zonës. Prurjet e kaptazuara te burimit luhaten nga 0.075 m³/sec deri 0.43 m³/s. Kjo nuk është sasia e vërtete e prurjes se burimit sepse një sasi e ujit prej 0.2 - 0.8 m³/s infiltron nën kaprtazh (Simiq M dhe Grup Autor 1996).

VI.2.3.5. Burimi i Korishës

Ky burim del nga masivet gelqerore te bjeshkëve te Kabashit në fshatin Korishë. Në vitin 1964 ky burim është kaptazhuar dhe shfrytëzohet për ujë të pijes në qytetin e Suharekës, fshati Lutogllavë, fshati Korishë, Topliqan dhe Shirokë. Ushqimi i burimit bëhet në njërën anë nga ujërat e Lumbardhit te Prizrenit dhe pjesën me të madhe nga infiltrimi i ujërave nëntokësor të shpateve të bjeshkës së Kabashit (Simiq M dhe Grup Autor 1996). Prurjet e burimit luhaten nga 50 ne 600 l/s, me prurje mesatare vjetore prej 230 l/s (Instituti për ujëra, „Jarosllav Çerni” 1983).

VI.2.3.6. Burimi „Uji i Bardhë” dhe „Uji i Zi”

Ky burim del nga shkëmbit gëlqerorë të Triasikut të Sipërm dhe të Poshtëm. Prurjet minimale të burimit „ Uji i Bardhë” luhaten nga 64 l/s deri 252 l/s, ndërsa prurjet e burimit „ Uji i Zi” luhaten nga 245 l/s deri 413 l/s (Pasqyra e Hidroekonomisë së Kosovës 1983-2000).

VI.3. Perberja kimike e ujërave nentokesore aluviale

Nga ana e perberjes kimike ujrave nentokesore te depozitimeve aluviale dallohen nga ujrave nentokesore te formacioneve karstike. Siç shihet nga Fig. 10, ujrave nentokesore te tipit te karstit kane perberje me uniforme dhe i takojne kryesisht tipit hidrokimik HCO₃ – Ca

– Mg. Kjo perberje kimike e qendrushme eshte e lidhur me perberjen gati homogjene formacionale te komplekseve shkembore karbonatikeneteciletketoujrarrrjedhin. Nete kundert, ujrave nentokesore te depozitimeve aluviale shfaqin nje perberje kimike qe varion ne kufije me te gjere, siç duket ne tipin hidrokimik te ujrave nentokesore qe varion nga Ca – Mg -HCO₃ ne Ca - Mg – Na - HCO₃ - SO₄. Ujrave nentokesore karstike kane Mbetje te Thate me te vogel (169.32 mg/L) se ujrave te depozitimeve aluviale (243.13 mg/L). Per me teper, ujrave karstike dallohen nga ato te depozitimeve aluviale sepse shfaqin variacion me ulet te vlerave te Mbetjes se Thate ($\sigma = 95.68$) dhe Fortesise se Pergjithshme ($\sigma = 2.82$) kundrejt vlerave respektive te ujrave te depozitimeve aluviale (26.10 dhe 0.91). Formimi i perberjes kimike te ujrave karstike eshte kryesisht i lidhur me procesin e tretjes se karbonateve, ndersa formimi i perberjes kimike te ujrave nentokesore ne depozitimet aluviale eshte kontrolluar jo vetem nga proceset e tretjes por edhe nga ato te jono-shkembimit dhe te perzierjes se ujrave nentokesore. Vlerat e pH-it levizin nga 6.8 ne 7.78 per ujrave karstike dhe nga 6.3 ne 7.1 per ujrave te depozitimeve aluviale. Karakteri me acid i ujrave nentokesore te depozitimeve aluviale me sa duket i detyrohet komunikimit direkt me reshjet lehetesisht acide dhe tretjes se CO₂ te rrjedhur nga aktiviteti human dhe dekompozimi i lendes organike te horizontit te tokave bujqesore apo zones se pangopur.

VII. Përfundime

Baseni i Dukagjinit ndodhet në pjesën perëndimore të Republikës së Kosovës. Ka sipërfaqe prej 4669 km², e cila paraqet 42.9 %, të sipërfaqes së tërësisht të territorit të Kosovës. Baseni i Dukagjinit gjatë zhvillimit të tij, së pari ka qenë i përfshirë nga Orogjeneza Alpine, qe ka ndikuar ne formimin e sistemeve malore të Dinarideve, ndersa në orogjenezën Laramike ka përfunduar plotësisht rrudhosja. Në këtë përfundim na sjellin sedimentet e Terciarit të cilat në Basenin Dukagjinit dhe ne Basenin e Kosovës nuk janë të rrudhosura. Baseni i Dukagjinit paraqet një depresion tektonik me orientim Veri –Jug në të cilin,

nga pikpamje hidrogeologjike veçohen me mire midis tyre. shkëmbinjtë karstike (pjesa perëndimore, jugore, lindore dhe veri perëndimore) dhe sedimentet e terciarit me porozitet intergranular (pjesa fushore nga Istogu deri Prizren). Rrjeti hidrografik është mjaftë i zhvilluar dhe drenimi i ujërave është drejt varet nga regjimi i reshjeve atmosferike.

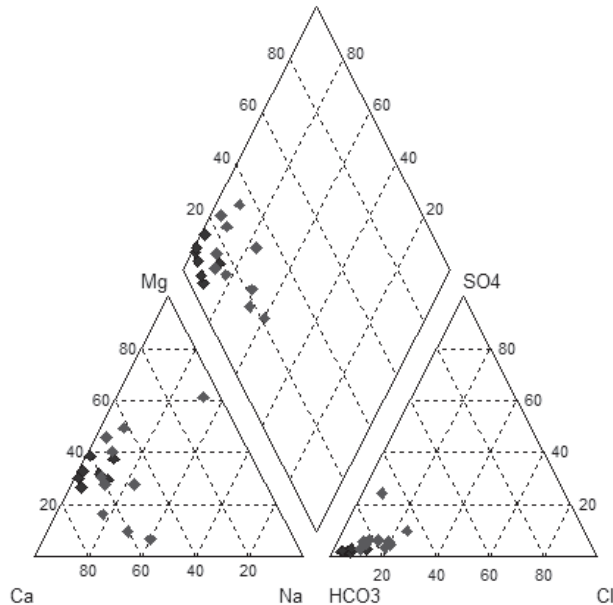


Figura 10. Diagrama Piper e perberjes kimike te ujrave nentokesore te basenit te Dukagjinit

jug perëndimit. Reshjet janë të shpërndarë në mënyrë të pabarabartë gjatë vitit, sasitë maksimale (> 1000 mm/vit) të reshjeve bien në pjesën malore të basenit, ndërsa sasitë minimale (600 mm/vit) bien në pjesën fushore të basenit. Temperatura më të ulëta janë në muajt: Janar, Shkurt dhe Dhjetor, ndërsa më temperaturat më të larta janë në muajt: Korrik dhe Gusht. Sipas ujembajtjes, në Basenin e Dukagjinit janë veçuar tre komplekse ujëmbajtës: depozitimet alluviale, formacionet karstike dhe formacionet jo ujembajtëse. Trashësia e sedimenteve alluviale është variueshme dhe silllet nga 5 deri 20 m. Ushqimi i ujërave nëntokësore alluviale vjen nga reshjet atmosferike (shiu, bora etj), ujrät nentokesore te baseneve anesore (kryesisht karstike) dhe ujrät siperfaqesore te lumenjve fale komunikimit hidraulik te

Prurjet e këtyre burimeve luhaten nga 20-100 lit/sec deri në 10 m³/sec. Nder burimet karstike më të rëndësishme dallohen burimi Istog, Vrellë, Radavc, Poslisht, Krk Bunar, Korishë, Uji i Bardhë dhe Uji i Zi.

Nga ana e perberjes kimike ujrät nentokesore karstike jane kryesisht tipit hidrokimik HCO₃ – Ca – Mg, ndersa ujrät e depozitimeve aluviale shfaqin nje perberje kimike qe varion ne kufije me te gjere, nga Ca – Mg -HCO₃ ne Ca - Mg – Na - HCO₃ - SO₄. Ujrät nentokesore karstike kane Mbetje te Thate me te vogel (169.32 mg.L) se ujrät e depozitimeve aluviale (243.13 mg/L). Formimi i perberjes kimike te ujrave karstike eshte kryesisht i lidhur me procesin e tretjes se karbonateve, ndersa formimi i perberjes kimike te ujrave nentokesore ne depozitimet aluviale eshte i lidhur si me proceset e tretjes edhe me ato te jono-

Tabela 4. Përbërja kimike e ujrave nëntokësore të basenit të Dukagjinit

1	pH	0-14	6.8	7.1	6.6	6.3	6.8	7.7	7.44	7.78	7.64	7.36	7.68	6.9	6.9	7.1	6.4	6.5
2	Mp	mg/l	287	451.2	173	142	266.1											
3	Mth	mg	188	300	121	98	179		231.48	211	150.97	150.5	155.14	252	288	422	312	283
4	FK	d ⁰ H						140						10.5	11.9	15.6	10.3	13.3
5	FP	d ⁰ H	9.3	14.1	6.4	5	8.4	8.4	12.04	10.6	8.09	8.54	8.68	9	8.2	10.6	11.3	12.5
6	Ca ²⁺	mg/l	44.5	69.3	23.8	19.8	39.6	40	56.11	44.1	41.88	37.07	43.08	54.9	52.1	58.8	50.5	72.3
7	Mg ²⁺	mg/l	13.8	19.6	13.2	9.6	12.4	12.2	18.24	19.5	9.78	14.59	11.55	5.5	4	10.1	17.4	10.8
8	Na ⁺	mg/l	8.134	15.936	2.08	3.9	9.96	1.1	8.7814	10.3	2.86	0.955	0.7636	30.959	44.49	58.35	27.4	21.41
9	K ⁺	mg/l	1.666	3.264	0.43	0.8	2.04	0.3	1.7986	2.11	0.59	0.20	0.16	6.341	9.112	11.95	101	4.386
10	Na ⁺	mg/l	9.8	19.2	2.5	4.7	12		10.58	12.4	3.45	1.15	0.92	37.3	53.6	70.3	33	25.8
11	Cl ⁻	mg/l	14.9	20.6	16.3	17	15.6	7.1	5.67	8.5	7.09	7.09	8.51	32.7	25.6	28.4	14.2	19.2
12	SO ₄ ²⁻	mg/l	8.9	8.2	6.6	9.6	4.7	4	4.8	4.8	2.4	4.8	4.8	7.8	15	21.7	63.5	15.8
13	HCO ₃ ⁻	mg/l	192.8	312.3	110	80.5	181.8	159	274.5	244	164.7	170.8	170.8	229.4	258.6	340.4	225	290.4
14	CO ₃ ²⁻	mg/l	17.6	19.4	5.3	5.3	6.2	6	135	120	81	84	84	15	14.1	15.8	17.6	17.6

shkembimit dhe të perzierjes së ujërave nentokesore. Vlerat e pH-it levizin nga 6.8 në 7.78 për ujrat karstike dhe nga 6.3 në 7.1 për ujrat e depozitimeve aluviale. Ujrat e depozitimeve aluviale shfaqin karakter me acid (pH=6.3 në 7.1) së ujrat karstike (pH=6.8 në 7.78).

RESUME

HYDROGEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF DUKAGJINI BASIN, KOSOVO.

This paper presents the hydrogeological features of the Dukagjini basin, which is among the most important ones in the Republic of Kosovo. This basin is characterized by a developed hydrographic network where the river Drini i Bardhe represents the principal flow course. The main springs ($Q=10\text{m}^3/\text{s}$) emerge from the karst formations and show a variable flow rate that is conditioned by the regime of the precipitations that represents their main recharge source. The groundwater is related with both mountainous karst formations and plain alluvial sediments. The grand part of groundwater reserves belongs to karst aquifers that contain water with low Mineralization (169.32 mg/L), while the mineralization of the groundwater from the alluvial sediments is higher (243.13 mg/L). The karst groundwater belongs to the Ca-Mg-HCO₃ hydrochemical type and they show low compositional range, whereas the groundwater from the alluvial sediments show more variable chemical composition due to the interfere of different processes that controlled the formation of their chemical composition.

REFERENCAT

- ANTONIJEVIQ I., KAROVIQ J., PAVIQ., (1968).** Harta gjeologjike plansheti Pejë (1:100000). *Beograd*
- ELEZAJ Z., KODRA A., (2008).** Gjeologjia e Kosovës. *Tek Uni er i ar. Ka alogi i në oti (CIP) ISBN 97 - 9951-00-06 -0. Pri htinë*
- DAKOLLI H., XHEMALAJ XH., (1997).** Hidrogeologjia. *Tekst Universitar, ShBLU, Tiranë.*
- INSTITUTI PËR UJËRA "JAROSLLAV ÇERNI" (1983).** Pasqyra e Bazës së Hidroekonomisë së Kosovës. *Beograd*
- INSTITUTI PËR UJËRA "JAROSLLAV ÇERNI" (1985).** Kadastr i Burimeve të Ujit në Kosovë. *Shkup*
- INSTITUTI PËR UJËRA "JAROSLLAV ÇERNI" (1983).** Harta hidrokimike e ujërave nëntokësorë në Kosovë. *Beograd*
- KOMISIONI I PAVARUR PËR MINIERA DHE MINERALE (2006).** Harta gjeologjike (1:200.000). *Pri htinë*
- KOMISIONI I PAVARUR PËR MINIERA DHE MINERALE (2006).** Harta hidrogeologjike (1:200.000). *Pri htinë*
- KOMISIONI I PAVARUR PËR MINIERA DHE MINERALE (2006).** Harta morfoortografike (1:200.000). *Pri htinë*
- Labus D., (1979). Kërkime Gjeografike 1. 107 faqe. *Pri htinë 1979*
- GRUP AUTORËSH. (1978).** Gjeologjia e Serbisë VIII., Inzinjerska geologjia (faqe 1-110). *Beograd*
- GRUP AUTORËSH., (1975).** Gjeologjia e Serbisë VII., Kaustobiolitet (faqe 176 -183). *Beograd*
- GRUP AUTORËSH., (1976).** Gjeologjia e Serbisë IV., Tektonika (faqe 392 - 379). *Beograd*
- GRUP AUTORËSH., (1977).** Gjeologjia e Serbisë I., Istoriski Razvoj (faqe 180-184). *Beograd*
- GRUP AUTORËSH., (1977).** Gjeologjia e Serbisë II., Stratigrafia - Kenozoiku (faqe 331-348). *Beograd*

- GRUP AUTORËSH., (1975).** Gjeologjia e Serbisë II₁., Stratigrafia- Prekambrijum dhe Paleozoiku (faqe 86 - 87). *Beograd*
- GRUP AUTORËSH., (1975).** Gjeologjia e Serbisë II₂., Stratigrafia - Mezozoiku (faqe 43-48-152-153-331-136). *Beograd*
- GRUP AUTORËSH., (1981).** Gjeologjia e Serbisë III₁., Magmatizam (faqe 127-206). *Beograd*
ut autorësh., Karsti dhe studimi i tij me metoda gjeofizike (Monografi), *Tiranë*
- MEKSHIQI N., HOXHA J., KODRA A., DARDHA M., HYSENAJ R., HOXHA V., FEJZA I., AVDULLAHU S., MEHA M., ÇADRAKU H., SAHITI F., DARDHA A., (2009).** Korelimi i hartës gjeologjike zonës kufitare Kosovë-Shqipëri (1:50000). Planshetet : K-34-53-A, K-34-53-C, K-34-65-B, K-34-66-A, K-34-66-C, K-34-78-A. *Pri htinë*
- MENKOVIQ L.J., (1995).** Morfologjia sipërfaqësore e karstët të Moknës dhe Zhlebit. *Beograd*
- MICEVSKI E., ZHOGORSKI G., (1983).** Raport i hulumtimeve hidrogjeologjike në Istog. *In ti uti Gjeologjik i Shkupit.*
- PERIC J., (1978).** Studimi për mundësinë e akumulimit të ujërave nëntokësorë në Basenin e Dukagjinit. *Beograd*
- PERIC J., ET AL., (1978-1979).** Projekti detal hidrogjeologjike për ndërtimin e akumulimit nëntokësorë të ujit në burimin Istog. R.G., Fakultet , *Beograd*
- SHKUPI D., (1984).** Fjalor i Gjeologjisë. *Shtëpia Botuese "8 Nëntori". Tiranë*
- VILIMONVIQ J., (1973).** Studimet regjionale hidrogjeologjike në Kosovë, *Fondi i Gjeozavodit. Beograd.*
- VILIMONVIQ J., (1969).** Hulumtimet hidrogjeologjike në fshat Piskot- Skivjan të Gjakovës. *Beograd.*

GEOPARKS, GEOMONUMENTS AND CULTURE MONUMENTS OF KORÇA COUNTY AND THEIR TOURISTIC VALUES.

Edlira MENKSHI* Florina Pazari**

Abstract

Korça mountainous county is located in the southeastern part of Albania at an average altitude of 850 m above the sea level. It covers an area of 3697 km². This county is known for its numerous natural and cultural assets. It has a variety of landforms and geological peculiarities and consequently a lot of interesting geomonuments. Within Korça county there are three geoparks and twenty-eight geomonuments which have been declared monuments of nature according to the law for protected areas. These geomonuments together with their biodiversity and hydrology of the region constitute complex natural diversities with high geological, morphological, educational and touristic values. This county is also rich with cultural monuments, which constitute a great potential for tourism development. This paper will be focused on some of the elements of this heritage, in particular to the archeological and cultural monuments, which are incorporated with the marvelous landforms, providing a very attractive landscape of human and nature interaction.

Unlike cultural monuments, the geomonuments are not yet known and frequented due to poor promotion and information. Even the cultural monuments, which are to a certain extent promoted, needs to be better managed. Therefore geomonuments and cultural monuments promotion, conservation and management should be part of regional and local strategic plans.

Key words: *geomonuments, geoparks, cultural monuments, geotourism, strategic plans, promotion, geoinformation.*

Geomonuments and geoparks

There are three geoparks of national and international importance, seventy-

five natural monuments, twenty-eight of them are geomonuments (Qiriazi, 2008). The geomonuments include various lithostratigraphical units, morphological peculiarities, caves etc. The most important geoparks and geomonuments of the county are:

Prespa geopark with an area of approximately 2500 km² is located in three countries: Albania, Greece and the Former Yugoslav Republic of Macedonia (FYROM), (Serjani, 2009). It includes two lakes, Prespa e Madhe (285 km²) and Prespa e Vogël (44 km²), (Dollma, 2011). These lakes constitute a cross boundary geoecosystem of great importance for these three states. The western part of this geopark, located in the Albanian territory, consists mainly of Triassic and Upper Cretaceous limestone and by flysch of Paleogene and molasses formation of Miocene (Serjani, 2009). Lakes had been originated by neotectonic-karst activity. This geopark stands out for numerous water springs, rare biodiversity, characteristic vegetation and birds (pelican). An important geomonument of this geopark is the island of Maligrad, wellknown for its natural and cultural values.

The Maligrad island is a geomonument of 200 m length and 700-800 m width, located in Prespa e Madhe lake, at the height of 900 m above the sea level (Qiriazi, 2008). This island made up by limestone, represents the sinking residues of Prespa graben. Pelicans and snakes are the residents of this island. In the island there is also a fourteenth century church and the island is visited for its geomorphologic, religious and fauna values (fig.1).

*University Fan.S.Noli, Korçë, eda_ndreko@yahoo.com

**University "Aleksandër Moisiu", Durrës, floripazari@yahoo.com

The cave of Tren is located near Prespa e Vogël lake, at the height of 706 m above the sea level. This cave was formed by karstic processes favored by the presence of calcareous rocks. The cave is 293 m long, has corridors, water basins, chambers and interesting forms of stalactites and



Figure 1. Prespa Geopark (Maligrad Island-Ishulli i Maligradit)

Figure 2. Guri Kamjes

Figure 3. Guri Capit (Drenova spruce geopark)

stalagmites. There are also a bat colony and ancient wall drawings. The cave has geological, biological, historical and archeological values.

Drenova spruce geopark with an area of 1.380 ha is declared National Park for its

geology, morphology and biodiversity. It is distinguished not only for the special natural habitats but also for the fresh air and cold curative springs. The presence of some geomonuments, such as the Goat stone, has increased the touristic values of this park.

Guri Capi is a geomonument represented by forms related to rare kind of erosion. It is set in a conglomerate - sandstone rock with a length of 25 m and about 10 m high Qiriaz (2008). Its shape of a sitting camel has been created by the wind erosion in the sand stone. (fig.3)

The cross border geopark of lake Ohrid represents a cross-border geoecosystem of a great value of both Albania and FYROM. This geopark is formed as a result of neo tectonic and karstic processes in the northern part of Albanian-Thesalian depression (Serjani, 2009). Ohrid lake is the deepest lake in Balkan with a maximal depth of 295 m and an area of 363 km² (Dollma, 2011). This geopark is rich in water springs such as Drilon, Tushemisht, and Shën Naum that constitute hydrokarst geomonuments with touristic values (Dollma, 2011).

The cave of Shën Marena is located near Shën Marena monastery, in the district of Pogradec. It is a karstic cave formed in the limestone of Crete. The already explored part is 180 m long and is rich in karstic microforms. According to the legend, in this cave lives the miraculous Saint Marena. It is visited for its geomorphologic and religious values.

Kamja Stone is located in the village of Dardhas, at a height of 1461 m above the sea level. (fig.2) This geomonument rises immediately in the surrounding territories. With a length of 80-100 m, 70-80 m wide and 60-70 m high, this geomonument is a conglomerate rock sculpted by the wind and water (Qiriaz, 2008).

Gramoz glacial lake is located at the altitude of 2400 m of Gramoz Mountain, in the district of Kolonja. The lake (0.4 ha) is located at a glacial cirque. It has hydrological, aesthetic and touristic values.

Mullarët e Gurtë. are found near the village archeological excavation and the materials of Trebinjë in Mokra highland, 1150 m found there, which are preserved in local

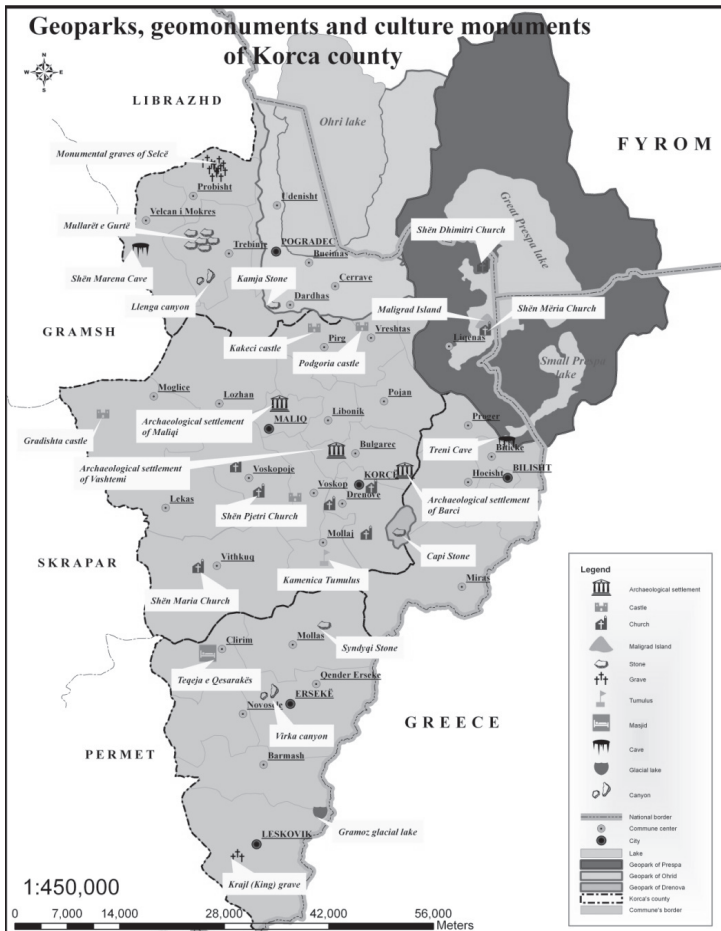


Figure 4. Map of Geoparks, geomonuments and culture monuments of Korça county. (acc. to E.Menkshi, F.Pazari) **Figura 4.** Harta e Gjeoparqeve, gjeomonumenteve dhe monumenteve te kultures te Qarkut te Korces. (sipas E.Menkshi, F.Pazari)

above the sea level. This geomonument is represented by a group (3-10 m high) of stones composed of conglomerate and sandstone, that are modeled by the wind and water, in the form of stone stack. (Qiriazi, 2008)

Cultural monuments

Korça county has rich cultural monuments that comprise a set of inherited cultural and historical values, which are shown through various archeological, architectural, historical, and artistic, etc., typologies, and also includes the assets of environment where they have been developed. The prehistoric settlements discovered during

and national museums, show the existence and evolution of early life in that territory. Among the archeological and architectural monuments distinguished for their archeological and touristic values can be mentioned:

The Kamenica Tumulus.

Is situated at the southeastern extreme of the plain of Korça. Its beginnings belong to the last phase of late Bronze period (about 1250 – 1050/1025 B.C), and there are found about 400 grave (Bejko, 2008). Its particular feature is the burial of two individuals in the same grave (a woman and a child). Plentiful data of various nature assist us to



Figure 5-6.
(5) Kamenica tumulus;
(6) The monumental graves of Selca;

understand better the social organization of the prehistoric community of Kamenica. The monumental graves of Selcë are found in the Illyrian town of Selcë e Poshtme, which is named Gradishtë by its residents, 46 km from the Pogradec town. Four graves are sculptured in a rock, dating from the third century B.C.(Ceka, 1972) In addition to the graves that are unique in Europe, due to their constriction in a rock, there are also some stairs, a wall and the Amphitheatre. They have scientific, archeological, architectural, historical and touristic values.

Guri i Sëndyqit . The Coffe Stone – Shtikë

A little rocky hill is heightened on the right side of the road, 1.5 km before the village of Shtika, in the commune of Mollas, in the district of Kolonja. (fig. 8) Above, there is found a grave of the sarcophagus type, with dimensions of 2m x 0.60m, with short sides of 0.60 and 0.40 m and depth of 0.90m (Aliu 2003). It has scientific, architectonic and touristic values.



Varr i tipit monumental



Varr i tipit monumental

Figure 7-8.
(7) The Krajl (King) grave;
(8) The Coffe Stone

Varri Krajlit. The Krajl (King) grave.

It lies on an inclined terrain on the western side of Leskovik town, on the foot of Mount Melesin. This place is called Caushko and is about 3 km from the town, on the left side of the national road Leskovik – Përmet. (fig. 7) Above a massive stone (partially calcareous), there is an open grave of the sarcophagus type, with dimensions of 2m x 0.60m, with southeast – northwest orientation, with the head situated to the northeast.(Aliu 2003) The grave has a depth of 90 cm on the head’s side and 60 cm on the foot side.

Cult objects

In Korça county, due to historical circumstances, three religious communities have grown and cohabitate: the Christians, the Muslims and the Bektashians. The historical traces of their religions are shown

in the buildings of cult, as well as in different religious objects, which besides cultivating religious faith, also represent enormous artistic and cultural values of the county and for the whole cultural heritage.

Shën Mëria Church in Maligrad Island

It is situated in a little uninhabited island with same name in Lake Prespa. The church was rebuilt in a high rocky cave in 1389 by Kesar Novak, the ruler of that area (Meksi 2004). It has architectural, artistic, cultural, religious and touristic values.

Shën Dhimitri Church in Bezmisht, Korçë.

It is situated in the northern part of the village that lies ashore Lake Prespa, where hermit caves with paints were made prior to the Turk occupation, like those in Gollomboc, Pustec.(Meksi 2004) It is believed that the church was built during the second half of the fourteenth century. It has architectural, artistic, cultural, religious and touristic values.

Teqeja e Qesarakës is situated about 50 km from Korça and about 30 km from Erseka, built in a mountain slope, high above the Osum River. It is widely recognized by the name of the village nearby – Qesarakë. It has architectural, religious and touristic values.(Kallamata)

Touristic use of geomonuments and culture monuments

A great number of visitors visit Korça county every year. Most of them come from other parts of Albania, but the area is also visited by foreign tourists. Geomonuments and other natural monuments, despite the scientific, aesthetic and tourist values, are still little known and therefore rarely visited. Unlike from the border areas of Greece and FYROM, where they are included in tourist guides and tours, geomonuments of Korça county are poorly known and visited. One of the reasons for not being included in tourist tours is the lack of knowledge by the tour operators about these geomonuments. Most of the geomonuments are located



Figures 9-10-11. Tourist use of geoheritage

within the mountainous areas and the lack of infrastructure and signage makes it impossible to reach them. Existing tourist maps do not reflect their location and there is not an official inventory or geoinformation of geoheritage objects. In order to promote cultural values, a series of promotional materials have been produced by several agencies and organizations, but they still need to be well managed. The above mentioned natural and cultural assets have created conditions which are suitable for the development of mountainous, lake and cultural tourism, as a profitable opportunity in Korça county.

Geoparks, geomonuments and cultural monuments management to promote them for tourist purposes.

Conclusions

The management of natural monuments of Korça county, including geomonuments and geoparks, is made through legal and institutional support in order to use, protect and heritage their values to the future generations. Geoparks have the status of national parks and the geomonuments have the status of monuments of nature (the third category of protected areas). Their protection and management is done by the Ministry of Environment, Forest and Water Management and by specialized institutions. They are supported by Law Nr.8906 dated 06.06.2002 and Law Nr.9791 dated 23.07.2007 "For Protected Areas". Other bylaws exist to implement the previous act for protecting special areas, natural environment, flora and fauna, medicinal plants and other forest and non-forest resources (Forest Directory of Korça Region). The management of cultural monuments is done through the Ministry of Tourism, Culture, Youth and Sports, the Institute of Cultural Monuments, the Regional Directorate of National Culture in Korca, etc. in accordance with Law Nr. 9048, date 07.04.2003, "On cultural heritage". Local government has the responsibility of preserving geomonuments and culture monuments situated in its territory and the regional tourism department has the duty

Geoheritage and culture heritage are resources and potentials that have an educational value. Currently in Korça county there are geo-parks, geomonuments and culture monuments of great importance, but a small number of them are used for tourism. Promoting their values by the respective institutions or other organizations interested and tourist guides, through publications and scientific articles, media, etc, is a necessity that will affect the development of geotourism. The involvement of geomonuments and culture monuments in action plans, regional and national strategy would help in the protection, management and sustainable development of the county. Regional Development Strategy of Korça county doesn't have real alternatives for using these valuables rescourses for the touristic and economic development of the region*. The creation of a tourist map to locate all geomonuments and culture monuments will increase the interest of tourists to visit them. Scientific studies and research by experts in the field of geoheritage and other fields related to it, would influence to recognition the tourist values of them

GJEOPARQET, GJEOMONUMENTET DHE MONUMENTET E KULTURËS NË QARKUN E KORÇËS DHE VLERAT E TYRE TURISTIKE.

PËRMBLEDHJE

Qarku malor i Korçës shtrihet në pjesën juglindore të Shqipërisë, lartësi mesatare prej 850 m mbi nivelin e detit. Ai mbulon një sipërfaqe prej 3697 km². Relievi malor ka kushtëzuar larmi formash e formacionesh gjeologjike dhe për rrjedhojë shumë gjeomonumente interesante.

Në këtë qark gjenden tre gjeoparqe natyrore dhe 28 gjeomonumente, që janë shpallur Monumente Natyre sipas Ligjit Nr.8906, datë 06.06.2002, "Për zonat e mbrojtura". Këto gjeomonumente së bashku me biodiversitetin dhe hidrologjinë përbëjnë një diversitet natyral kompleks të zonës, me vlera shkencore, gjeologjike, morfologjike, edukative dhe turistike. Për fat të keq, një pjesë e mirë e kësaj trashëgimie nuk njihet ose njihet fare pak, ç'ka nënkupton edhe mundësi të pakta për përdorimin e saj në dobi të zhvillimit të qarkut.

Qarku i Korçës është gjithashtu i pasur me monumente kulture, të cilat përbëjnë një potencial të madh për zhvillimin e turizmit. Ky artikull do të fokusohet në disa prej tyre, në veçanti në monumentet arkeologjike dhe arkitekturore, të cilat janë të ndërthurura me relievet e mrekullueshme, duke formuar një peisazh tërheqës të bashkëveprimit të njeriut me natyrën.

Qëllimi është që këto pasuri natyrore dhe kulturore të identifikohen, vlerësohen dhe trajtohen nga institucionet përkatëse lokale, rajonale dhe kombëtare si premisa të zhvillimit të zonës sot dhe në të ardhmen.

Promovimi, konservimi dhe menaxhimi i tyre në funksion të zhvillimit të gjeoturizmit duhet të jetë pjesë e planeve strategjike rajonale dhe lokale të zhvillimit.

Fjalët kyçe: gjeomonumente, gjeoparqe, monumente kulturore, gjeoturizëm, plan strategjik, promovim, gjeoinformacion.

REFERENCAT

- ALIU S. (2003).** Cultural monuments of the district of Kolonjë, study, Archaeological Museum, Korçë
- BEJKO L. (2008).** Kamenica Tumulus, Brief history and guide, *Kolonjë, Korçë*
- CEKA N. (1972).** Qyteti ilir në Selcën e Poshtme; *Illyria II, 1972, 151-194*
- DOLLMA M. (2011).** Albanian regions; *Dajti 2000, Tiranë, 135-140. Foreword of the Korça Region*
- KALLAMATA K.** Teqeja Qesarakës, *Guidë*
- MEKSI A. (2004).** Arkitektura e kishave të Shqipërisë (shekujt VII-XV), *UEGEN Tiranë. 178, 195*
- QIRIAZI P. (2008).** The monument of nature in Albania; *Ideart, Tiranë, 80-92.*
- DISTRICT COUNCIL OF KORÇA (2005).** Regional Development Strategy of Korça district 2005-2015; *District Council of Korça, SIDA, PNUD, REC; Tiranë*
- SERJANI A. (2009).** Geodiversity of Albanian lakes, Int. Symposium: Lakes and their nutrients. *Pogradec, Albania, 26-27 April 2009. Proceedings.*