

# **Buletini i Shkencave Gjeologjike**

**ORGAN I SHËRBIMIT GJEOLGJIK SHQIPTAR**

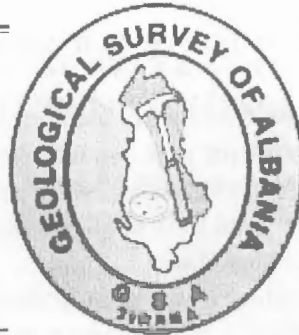
**VITI 25 (42) I BOTIMIT**

**1**

**2006**

**TIRANË**

# Buletini i Shkencave Gjeologjike



# Bulletin of Geological Sciences

Qershor  
June 2006

Botim i Shërbimit Gjeologjik Shqiptar  
Publication of Geological Survey of Albania

Nr 1 (2006)  
Viti i 25 (42) i botimit

## Përmbajtja Contents

<i>Vendosja gjeologjike e boniniteve në ofiolitet e tipit lindor të Shqipërisë dhe veçoritë petrografike e gjeokimike të tyre</i> <i>Geological emplacement of boninites in the eastern type of Albania and their geological and petrological features</i> <i>Kristina Gjeçi, Minella Shallo</i> .....	3
<i>Masivët ofiolitikë të Shqipërisë juglindore. [Voskopoja, Morava, Vithkuq-Rehova]. Gjeologjia dhe petrologjia e tyre.</i> <i>Southern Ophiolitic massifs [Voskopoja, Morava, Vithkuq-Rehova]. Theirs Geology and Petrology</i> <i>Kujtim Onuzi, Friedrich Koller, Volker Hoeck, Haxhi Puloj, Thomas Maisel</i> .....	17
<i>Vlerësimi i kushteve gjeomorfologjike të zonës Tiranë-Vorë për qëllime të planifikimit dhe zhvillimit urban</i> <i>Evaluation of geomorphologic conditions of Tirana-Vora area for urban planning and development</i> <i>Ylber Muceku</i> .....	33
<i>Baseni akuifer i Elbasanit, konditat tektonik-formuese dhe problemet e menaxhimit të tij</i> <i>The aquifer basin of Elbasan and the problems of its management</i> <i>Petraç Naço, Enton Bedini, Piro Leka</i> .....	47
<i>Studimet gjeoshkencore-kërkimi-zbulimi kompleks janë të afta të sigurojnë efektivitet të lartë të investimeve për ringjalljen e industrisë minerare shqiptare</i> <i>Geoscientific studies, complex research and exploration are able to furnish high effectivity for the resuscitate of the albanian mining industry</i> <i>Alfred Frashëri</i> .....	57
<i>Magnezitet copëzore në taracat lumore të Gramshit</i> <i>Dentrial magnesites of the gramshi fluvial terraces</i> <i>Selim Marishta</i> .....	65
<i>Lëvizjet masive shkallore në formacionet flishore të Çervenit, Gjoricë.</i> <i>Massive movements in the flichoidal formations of Çerveni, Gjorica.</i> <i>Sefedin Shabani, Leonard Kazanxhiu, Mustafa Manjani, Jorgo Kola</i> .....	73
<i>The genus Plicatula Lamarck, 1801, in the Lower Cretaceous of the Mirdita zone (Albania)</i> <i>Luftulla H. Peza</i> .....	79
<i>Shpërndarja e vatrave të tërmeteve me epiqendra përfaqësuese.</i> <i>The distribution of earthquakes with the representative epicentres.</i> <i>Rrapo Ormeni</i> .....	87
<i>Karakteristikat fizike, mineralogjike dhe elementare të argjilave në depozitimet molasike në rrethin e Mirditës.</i> <i>Physical, mineralogical and elementary characteristics of clays in the molassic depositions of Mirdita district.</i> <i>Nikollë Ndreca</i> .....	95

## Ftesë për botime

Buletini i Shkencave Gjeologjike është organ shkencor i Shërbimit Gjeologjik Shqiptar, dhe i vetmi botim shqip në fushën e shkencës gjeologjike.

U botua për herë të parë në vitin 1965 me titullin "Përmbledhje Studimesh" si organ i Institutit të Studimeve dhe Projektimeve Gjeologjike e Minerare.

Prej vitit 1972 u bë organ i përbashkët i ISPGJM dhe Fakultetit të Gjeologjisë dhe Minerare.

Emrin që mban sot buletini e mori në vitin 1982, ndërkohë që Shërbimi Gjeologjik Shqiptar mori përgjegjësitë e botimit të këtij organi në vitin 1997.

Në faqet e tij janë paraqitur studime të çdo kategorie të gjeologjisë si stratigrafi, tektonikë, gjeologji ekonomike, paleontologji, petrografi, meneralogji, gjeofizikë, gjeokimi, hidrogeologji, gjeologji inxhinierike, gjeomjedis, studime të gjeologjisë krahinore, madje edhe nga fusha e minierave.

Deri më 1990 artikujt shoqëroheshin me abstrakte rusisht dhe frengjisht, ndërsa më pas abstrakti është paraqitur vetëm në anglisht.

Buletini vazhdon të ftojë të gjithë specialistët e fushave të gjeoshkencave të botojnë mendimin e tyre në faqet e tij.

## Invitation for Publications

The Bulletin of Geological Sciences is a science publication of Albania Geological Survey, and the unique albanian language publication in the field of geological science.

Published firstly on 1965 under the title "Përmbledhje Studimesh" as a publication of the Institute of Geological and Mining Researche.

On 1972 it comes as a common publication of ISPGJM and of Faculty of Geology and Mining.

The bulletin was named on 1982, while the Albania Geological Survey took the responsibilities of the publication of this organ on 1997.

In its pages are presented studies of each category of the geology as Stratigraphic, tectonic, economic geology, paleontology, petrography, mineralogy, geophysical, geochemistry, hydrogeology, engineering geology, geoenvironmental, region geology studies, even from the field of mining.

Until 1990 the articles were associated with both Russian and French abstract, mine time the abstraction is presented just in English.

The Bulletin continues to invite all the specialists of the fields of the geosciences to publicize their thoughts in its pages.

- √ Çdo artikull për botimin në "Buletini i shkencave gjeologjike" duhet të shoqërohet me një letër në të cilën autori të theksojë se materiali nuk është botuar më parë as i tëri dhe as pjesërisht. Në rastin kur janë disa autorë të përcaktohet kush është autori që ndjek direkt procedurën e botimit
- √ Artikulli shkencor duhet të ketë material të ri faktik (të pa botuar më parë), përpunim të të dhenave dhe diskutim-interpretim në baze të njohurive bashkëkohore
- √ Autori duhet të pasqyrojë qartë objektin e paraqitur në artikull. Thelbi i artikullit paraqitet në një përmbledhje në disa rreshta. Pastaj paraqitet hyrja, përmbajtja, përfundimet e studimit ose diskutimi dhe literatura e shfrytëzuar
- √ Redaksia pranon artikuj shkencor në të gjitha fushat e gjeologjisë dhe pranon për botim diskutime në të gjitha degët e gjeoshkencave. Revista pranon gjithashtu materiale të natyrës tregtaro-prodhuese në fushën e studimit, shfrytëzimit e përdorimit të lëndëve të para minerale.
- √ Në çdo artikull shkencor duhet të jepet (që në fillim) historiku i studimeve për problemin që trajtohet, duke vlerësuar në mënyrë kritike pikëpamjet e paraqitura në botimet e mëparshme dhe duke bërë referencat e literaturës së mëparshme.
- √ Artikulli pranohet në dy kopje në letër format A4 dhe i regjistruar në diskete ose në CD. Artikulli pranohet deri në 15 faqe kompjuterike përfshirë edhe figurat (faqja e kompjuterizuar duhet të ketë 32 rradhë me gjërësi 18 cm). Titulli i artikullit shkruhet me gërma të mëdha. Literatura shkruhet sipas rendit alfabetik të autorëve pavarësisht nëse janë autorë vendas apo të huaj. Pas autorit shkruhet viti i botimit, titulli i studimit, titulli i organit ku është botuar, faqet dhe vendi i botimit. Çdo literaturë duhet të jetë cituar në tekst. Në shkrim të përdoret gjuha standarte duke cituar edhe gërmat "ë" dhe "ç"
- √ Figurat e përfshira në artikull pranohen të dixhitalizuara dhe jo më të mëdha se formati A4. Ato do të jenë të punuara mirë, pastër dhe me kontrast. Titulli i figurës dhe dicitura e saj duhet të shkruhen ngjitur figurës në shqip dhe anglisht. Pavarësisht nga kjo edhe në fund të artikullit duhet të jepet lista e figurave dhe dicitura e tyre në dy gjuhë. Figurave u shkruhet emri i autorit dhe titulli i shkrimit. Figura më të mëdha se 16.0x20.0 nuk pranohen. Nuk pranohen gjithashtu figura apo tekst i botuar më parë në "Buletini i Shkencave Gjeologjike"
- √ Referimet në tekst për literaturën bëhen me mbiemrin e autorit dhe vitin e botimit; kur në referim ka vetëm dy autorë shkruhen të dy dhe kur ka më tepër se dy shkruhet vetëm i pari dhe shtohet "etj.". Artikulli duhet të shoqërohet me një përmbledhje 1-2 faqe në gjuhën angleze. Redaksia pranon edhe artikuj në gjuhën angleze. Në këtë rast përmbledhja duhet të paraqitet në gjuhën shqipe. Artikulli duhet të jetë redaktuar nga specialistë të gjuhës angleze. Përgjegjësia për nivelin gjuhësor bie mbi autorin dhe mbi redaktorin.
- √ Vërejtjet e bëra nga redaksia për rritjen e nivelit shkencor dhe të paraqitjes së artikullit korigjohen nga autorët. Pas dorëzimit autori nuk ka të drejtë të bëjë ndryshime thelbësore në artikull, duke sjellë të dhëna të reja, me përjashtim të atyre ndryshimeve që përmirësojnë përmbajtjen e tij. Në qoftë se ai sjell të dhëna të reja atëherë do të ndryshohet edhe data e dorëzimit dhe artikulli do të shqyrtohet në redaksi.
- √ Autorët kanë të drejtë të marrin nga një kopje të buletinit dhe 5 separate të artikullit të botuar, pavarësisht nga numri i autorëve në artikull
- √ Pas botimit të artikullit Shërbimi Gjeologjik Shqiptar, si botues i revistës "Buletini i Shkencave Gjeologjike", ruan të drejtën e pronësisë mbi të.

**REDAKSIA**

**Kryeredaktor**

Prof. Dr. Teki Biçoku

**Anëtarë**

Prof. Dr. Ilir ALLIU, Prof. Dr. Radium AVXHIU, Prof. Dr. Çerçiz DURMISHI, Prof. Dr. Kadri GJATA, Prof. Dr. Lirim HOXHA, Prof. Dr. Nikolla KONOMI, Prof. Dr. Selami MEÇO, Prof. Dr. Dëfrim SHKUPI,

Ing. Ibrahim TAFILI

**Sekretar**

Prof. Dr. Artan TASHKO

**Art Designer**

Ing. Sokol Marku

Adresa: Redaksia e Buletinit të Shkencave Gjeologjike

Shërbimi Gjeologjik Shqiptar, Rruga e Kavajës Nr. 153, Tiranë, Albania

Tel. ++3554222578; Fax. ++3554229441

**VENDOSJA GJEOLOGJIKE E BONINITEVE NE OFIOLITET E TIPIT LINDOR TE SHQIPËRISË DHE VEÇORITE PETROGRAFIKE E GJEOKIMIKE TE TYRE**

KRISTINA GJEÇI\*, MINELLA SHALLO\*\*

**Përmbledhje**

Në ofiolitet e Shqipërisë boninite janë takuar ndërmjet ofioliteve të tipit lindor (SSZ) si pjesë përbërëse të sekuencës vullkanike dhe ndërmjet kompleksit të dajkave paralele. Ato janë takuar gjithashtu si dajka boninitike ndërmjet shkëmbinjve të sekuencës plutonike gabro-plagjiogranitike të ofioliteve lindore, dhe rrallë si dajka ndërmjet intruzioneve ultramafike dhe në pjesën më të sipërme të sekuencës ultramafike të ofioliteve lindore. Boninitet dhe bazaltet me Mg të lartë në sekuencën vullkanike lokalizohen në pjesën e sipërme të saj në formë lavash jastëkore, e masive dhe vullkanoklastitësh, të nderthurur me andezitobazalte, andezite, dacite e riocacite; janë porfirike, mikroporfirike, vitroporfirike, me fenokristale klinopirokseni (endiopsid-augit), ortopirokseni (enstatit-bronzit), olivine dhe kromshpinelid aksesori. Dajkat boninitike të kompleksit të dajkave paralele kanë përbërje minerale të ngjashme me boninitet vullkanike, janë më kokrizore dhe shpesh të prekur nga alterimi hidrotermal. Dajkat boninitike në intruzionet ultramafike të ofioliteve lindore janë porfirike me fenokristale klinopirokseni rrallë ortopirokseni e olivine dhe masë themelore kokërrvogël kryesisht piroksenore. Përbërja minerale e boniniteve tregon përmbajtje shumë të ulët të  $TiO_2$  (< 0.45%), vlera të ulta të raportit  $Ca/Al_2O_3$  (mesatarisht 0.5), përmbajtje të lartë të Mg (> 7.5%), dhe përmbajtje të ulët të Elementeve të Tokave të Rralla (ETR). Boninitet e ofioliteve lindore të Shqipërisë janë kryesisht të tipit të boniniteve me Ca të ulët, dhe rrallë të tipit të boniniteve me Ca lartë sipas klasifikimit të Crawford etj (1989). Boninitet shoqërohen me bazalte me Mg0 të lartë dhe  $TiO_2$  të ulët dhe me andezitodacite dhe riocacite me afinitet boninitik duke formuar një (gjini) shoqërim boninitik që së bashku me vullkanitet mbizotëruar të tipit toleiteve harkore basalt-andezit-

riocacitike formojnë një bashkësi të ngjashme me atë që është karakteristike për lavat harkore të Pacifikut Perëndimor të formuar në mjedise paraharkore. Formimi i boniniteve të ofioliteve lindore lidhet me proceset e shkrirjes së pjesshme të peridotit refraktar mantelik dhe të bashkëveprimit shkrirje-mantel. Dajkat boninitike në intruzionet ultramafike që shfaqin një varfërim skajor në (ETR) lidhen në proceset e bashkëveprimit shkrirje-mantel që zhvillohen në fazën finale të veprimtarisë magmatike në ofiolitet lindore.

**1. Hyrje**

Boninitet, megjithëse me përhapje volumetrike të vogël, kanë një shpërndarje gjeografike të gjerë dhe përbëjnë së bashku me termat shoqeruese një klasë të rëndësishme të shkëmbinjve vullkanike. Ato formojnë "serinë boninitike" analoge me serinë bazalto - andezitike - dacitike (Meijer 1980). Për shkëmbinjte, që paraqesin karakteristika ndërmjetëse midis boniniteve në sensin strikt të termit dhe lavave ofiolitike të varfëra në  $TiO_2$ , në literature ndeshen termat "shkëmbinj me afinitet boninitik" (Cameron etj. 1979, 1983) ose "boninite tranzicionale" (Crawford, Beccaluva, Serri 1981). Boninite dhe shkëmbinj të serisë boninitike janë përshkruar në komplekset ofiolitike të Vurinosit (Beccaluva et al 1983), (Beccaluva, Serri 1987), (Cameron, Nesbit 1979), (Taylor, Nesbit 1994).

Ngjasimet petrologjike të vullkaniteve të ofioliteve lindore të Shqipërisë me serinë Marianit-boninite janë vënë në dukje më parë, Shallo etj. (1985, 1987) gjithashtu është theksuar ngjasimi i disa llojeve xhamore andezitike të sekuences vullkanike të ofioliteve lindore me xhamet vullkanike boninitike të Trodosit Shallo (1987), si dhe prania e boniniteve ndërmjet vullkaniteve të ofioliteve lindore, Shallo (1990, 1991). Studimet e mëvonshme kanë evidentuar boninite në një sërë sektorësh të përhapjes të vullkaniteve të serisë bazalto-dacitike dhe të kompleksit të dajkave paralele shoqeruese në Mirditën

\*Instituti i Kërkimeve Gjeologjike, Tiranë

\*\* Fakulteti i Gjeologjisë dhe Minierave, Universiteti Politeknik, Tiranë

Qendrore-Vërfiore dhe sektorin e Vau Spas-Helshanit, Shallo (1994, 1995), Shallo etj. (1996, 1998), Beccaluva etj. (1994), Gjata etj. (1995), Bortolotti etj. (1996), si dhe dajka boninitike ndërmjet shkëmbinjve plutonikë gabro-plagjiogranitike të ofioliteve lindore Shallo etj. (1996), Bebien etj. (1997). Krahas është dokumentuar prania e dajkave boninitike ndërmjet intruzioneve ultramafike të zonës së kontaktit të të dy tipeve të ofioliteve në skajin perëndimor të masivit të Shebenikut, Manika (1994), Manika etj. (1999), si dhe ndërmjet intruzioneve ultramafike të ofioliteve lindore, Shallo etj. (1998). Janë bërë hapa përpara edhe në studimin e aspekteve të veçanta të petrologjisë të boniniteve, të mineralogjisë dhe gjeokimisë të boniniteve e fazave minerale më tipike si dhe korelime me rajone të tjerë të botës: Kuroda etj. (1996), Shallo etj. (1996, 1998) Gjata etj. (1995), Bebien etj. (1997), Dilek etj. (2003), Bortolotti etj. (1996).

Në artikull jepen karakteristikat petrologjike të të gjitha tipeve faciale të boniniteve të ofioliteve të Shqipërisë nga sektorë të ndryshëm të përhapjes të tyre, të bazuar në rishikimin e një pjese të madhe të kampionaturës ekzistuese të analizave të shumta kimike të kryera më parë si dhe në disa vrojtime fushore dhe studime analitike plotësuese si dhe në arritjet bashkëkohore në studimin e boniniteve, interpretimet mbi origjinën e tyre dhe të përdorimit të tyre si tregues të mjediseve gjeodinamike të formimit të ofioliteve.

Në artikull boninitet janë shtjelluar sipas vendosjes gjeologjike të tyre, të krahasuara me rajonet e tjera të botës, bazuar në veçoritë petrografike dhe gjeokimike të tyre.

## 2. Vendosja gjeologjike e boniniteve

Boninitet në ofiolitet lindore kanë përhapje më të kufizuar në krahasim me përbërësit e tjerë të vullkaniteve dhe dajkave paralele, ato takohen në nivelet e mesme e të sipërme të sekuencës së kores së ofioliteve lindore. Dallohen katër mjedise të lokalizimit të boniniteve në sekuencën e kores: ndërmjet sekuencës vullkanike të ofioliteve lindore ndërmjet kompleksit të dajkave paralele në nivelet e sipërme të sekuencës plutonike gabro – plagjiogranitike ndërmjet intruzioneve ultramafike të ofioliteve lindore.

### 2.1. Boninitet e sekuencës vullkanike të ofioliteve lindore

Sekuena vullkanike e ofioliteve lindore ka përhapje relativisht të madhe (fig.1) dhe prerjet më të plota takohen në krahinën e Mirditës, Pukës dhe në sektorin e Helshanit. Në mjaft raste përfaqesojnë prerje të diferencuar nga bazalt-bazaltoandezitet jastëkore e vullkanoklastike në andezitobazaltet-andezitet dhe analogët e tyre xhamore e vullkanoklastike e deri në andezitodacite- dacite kuarcore-riodacite në pjesën më të sipërme. Vërehen ndryshime të theksuara faciale në shtrirje dhe tërthor saj, sidomos në nivelet e sipërme të prerjes që shprehen me mbizotërimin e llojeve andezitike e analogët e tyre xhamore e vullkanoklastike, në disa sektorë si në Mirditën Jugore, Blinisht-Rras i Egër, Palucë-Preçaj, Helshan etj. Shallo (1994), dhe sektorë me mbizotërimin të llojeve dacitike-kuarcdacitike si në Kodër Spaç-Spaç, Letiten-Guri i Mrosit, Gurth Spaç-Mushtë, Munellë-Qafë Bari. Krahas takohen edhe sektorë me raporte afërsisht të njëjtë të llojeve andezitike me ato dacit-riodacitike në zonat kalimtare nga ato kryesisht andezitike në ato kryesisht dacitike (fig. 1).

Boninitet në sekuencën vullkanike janë takuar kryesisht në pjesën e sipërme të saj shpesh në shoqërim me xhame vullkanike andezitike ose dacitike në formë veçimesh thjerrëzore e brezore me trashësi 10-15m të ndërthurur me vullkanitet andezitobazaltike-andezitike. Ato janë masive ose jastëkore (fig. 1), jastëkore e vullkanoklastike me ngjyrë gri të errët në të zezë herë-herë bajamore. Sektori më tipik i përhapjes së boniniteve është ai i Perlatit të Epër-Rrënjollës, ku boninitet përbëjnë rreth 40% të prerjes së pakos së sipërme andezitike. Mjaft boninite janë takuar në kushte analoge në sektorin Paluce-Preçaj, Helshan, në shpimet e vendburimeve të Bakrit në Spaç, Munellë, Kodër Spaç, Gurth Spaç, Letiten, Lumi i Zi etj. Në këto raste boninitet përbëjnë një pjesë të kufizuar (5-10%) të volumit të prerjeve andezito-dacitike. Në kushte analoge boninite janë takuar dhe në Simon-Kaçinar në skajin më perëndimor të përhapjes së ofioliteve lindore afër konfrontimit me vullkanitet MORB të ofioliteve perëndimore.

Boninitet shoqërohen me lloje bazaltike me shumë MgO si dhe me lloje andezitike dhe dacitike me afinitet boninitik të cilët mund të përbëjnë një shoqërim boninitik por me zhvillim më të kufizuar në krahasim me vullkanitet

bazalt-andezit-dacitike me tipare të qarta të toleiteve harkore. Analoge plutonike të këtij shoqërimi boninitik mund të pranohen plagjiogranitet e tipit të Shëmrisë.

### 2.2 Boninitet e kompleksit të dajkave paralele.

Në kompleksin e dajkave paralele boninitet janë takuar në formë trupash me trashësi 0,5m deri në 2-3m me kontakte të prerë e shpesh me breza të hollë të kalitjes ku shoqërohen me dajka diabazike-mikrodiabazike, mikrodioritësh kuarcore, andezit-dacitike e kuarcdacitike ato përbejnë jo më shumë se 5-10% të volumit të kompleksit të dajkave

paralele. Dalje të tyre janë takuar në Rëps dhe në shpimet e vendburimeve të Spaçit e Rrënjollës, në Lak Roshi-Qafë Mali-Lajthizë, Vau Spas e Helshan dhe në ekzokontaktin perëndimor të masivit gabror të Kaptenes nga Shtrungaj deri në Malin e Roshit. Në bazë të mardhënieve reciproke me dajkat e tjera shoqëruese është percaktuar (Shallo 1995) se ato i përkasin gjeneracionit të tretë e të katërt të gjeneracioneve të dajkave të kompleksit të dajkave paralele. (fig.2)

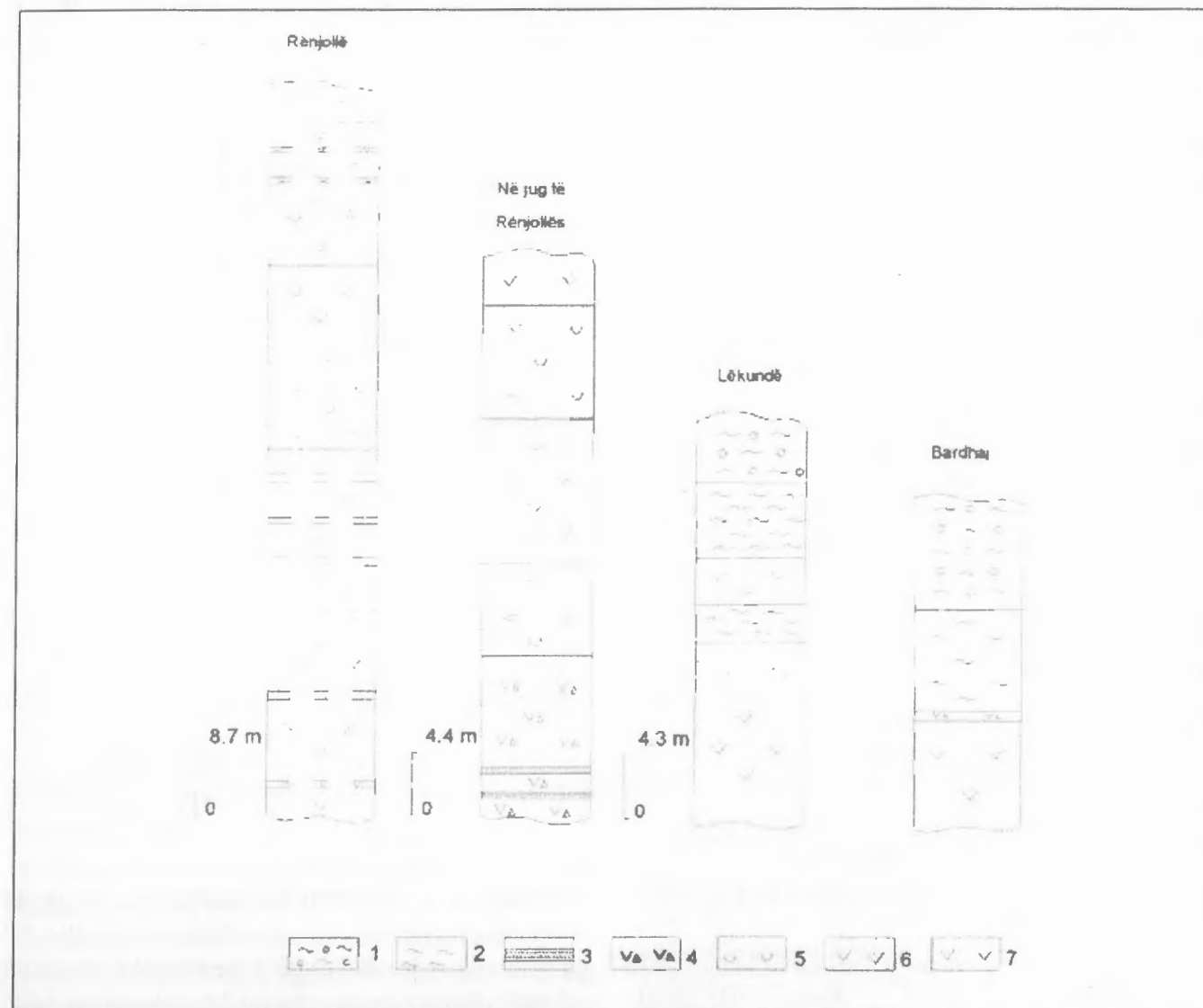


Figura 1. Prerje skematike në pakon e sipërme të vullkaniteve të ofioliteve në sektorin Rrënjollë-Lëkundë (Mirdita Jugore)

1- Melanzh ofiolitik heterogjen (argjilito-copëzore), 2- Silicorë radiolaritikë, 3- Tufe ranorike, 4- tufe aglomeratike 5-xhame vullkanike bazaltike, mesataro-bazik (boninite) 6- Hialobazalte e hialobazaltandesite 7- Bazalte

Figure 1. Schematic column in the upper volcanites packet of ophiolites in the Rrënjolla-Lëkundë sector (Southern Mirdita)

1- Heterogeneous ophiolitic melange (dentrital clay), 2- Radiolaritic siliceous, 3- sandy tuff 4- agglomeratic tuff 5- basaltic volcanic glass (bininite) 6- Hyalobasalts and hyalobasaltandesites 7- basalts

### 2.3. Dajkat boninitike të sekuencës plutonike gabro-plagjiogranitike.

Në nivelet e sipërme të sekuences plutonike gabro-plagjiogranitike takohen dajka të rralla boninitike, kështu në pjesët e sipërme të prerjes të masivit gabronorit të Kaptenës takohen dajka të rralla boninitike me trashësi 0.5-1.5m me kontakte të prerë me shkëmbinjte gabrore, krahas dajkave mikrodiabazike siç vërehet në rajonin Fan-Shëmri. Dajka boninitike janë takuar edhe ndërmjet plagjiograniteve të Shëmrise ku ato shoqërohen me dajka të holla diabazike e mikrodiabazike. Këto dajka boninitike sikurse edhe ato diabazike mund të pranohen si rrënjet e kompleksit të dajkave paralele.

sektorit Gojan-Shkozë të rajonit të Pukes, (Shallo etj. 1998). Përgjithësisht këto dajka kanë trashësi të vogël 0.1-0.5m dhe kontakte të prerë me ultramafikët rrethues. Dajka të rralla boninitike takohen edhe ndërmjet shkëmbinjve ultrabazikë të pjesës së sipërme të sekuences mantelike të masivëve të Bulqizës, Kukësit dhe të Tropojës që mund të konsiderohen si pjesë përberëse e grupit të dajkave në intruzionet ultramafike.

### 3. Veçoritë petrografike të boniniteve

#### 3.1. Boninitet e sekuencës vullkanike

Janë shkëmbinj kokërrvegjël deri në xhamore me ngjyrë grit të errët (foto 1), me strukturë porfire-mikroporfirë, teksturë masive dhe herë-herë bajamore, rrallë takohen të fresketa, më shpesh takohen pjesërisht e nganjëherë

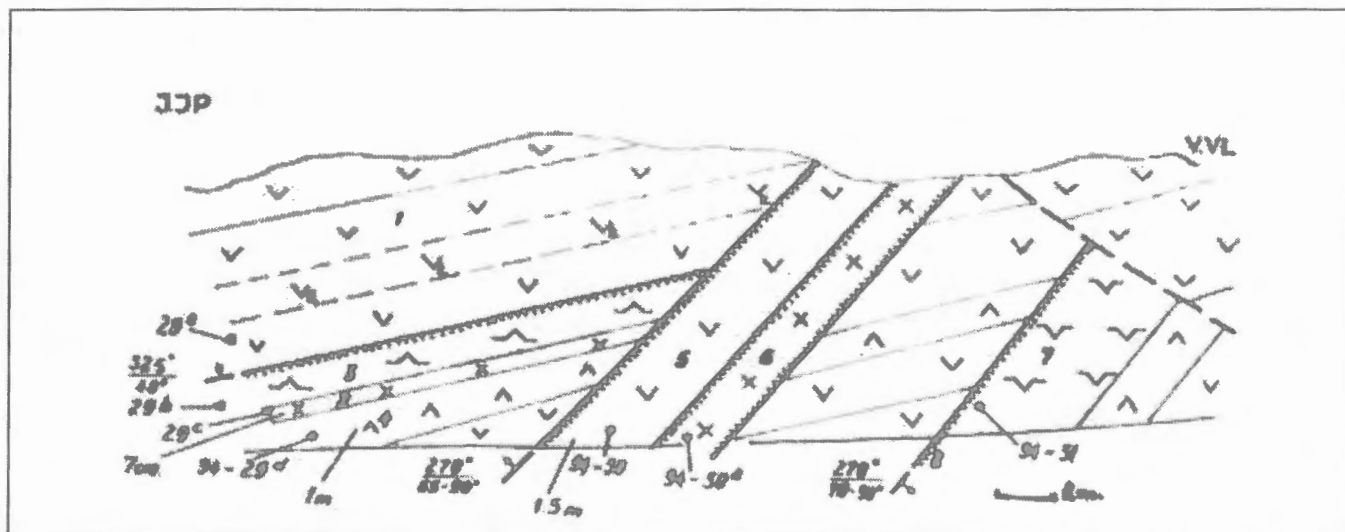


Figura 2. Skema e mardhënieve reciproke të sistemeve të dajkave paralele në sektorin Lajthizë-Q. Mali. (sipas Shallo 1996)

1- Dajka diabazike, 2- Dajka andezito-dacitike, 3- Dajka dacitike, 4- Dajka kuarcore, 5- Dajka andezitike, 6- dajka mikrodioritësh kuarcore, 7- dajka boninitike

Figure 2. Scheme of reciprocal relationships of the parallel dikes systems in Lajthizë-Q. Mali sector (after Shallo 1996)

1- Diabasik dikes 2- andesite-dacite dikes, 3-dacite dikes, 4-quartzous dikes, 5- andesitic dikes, 6-quartzous mikrodyorites dikes, 7- boninitic dikes

### 2.4. Boninitet ndërmjet intruzioneve ultramafike.

Në intruzionet ultramafike të dalluar kohët e fundit ndërmjet ofioliteve të të dy tipeve (Manika 1994), (Shallo etj. 1996, 1998), takohen dajka të rralla e të holla boninitike. Kështu ndërmjet intruzioneve ultramafike verilite të skajit perëndimor të masivit të Shebenikut në zonën e konfrontimit të sekuenceve ultramafike-mafike, të të dy tipeve të ofioliteve janë takuar dajka të rralla boninitike (Manika 1994). Prania e tyre është vënë në dukje edhe ndërmjet intruzioneve ultramafike të

terësisht të alteruar.

Në fenokristale takohen klinopiroksen, më rrallë ortopiroksen e olivine, shumë rrallë kromshpinelid. Në mikrofenokristale takohen piroksen rombik e monoklin më rrallë olivine e kromshpinelid. Masa themelore është xham vullkanik i përbërjes mesatare pjesërisht ose tërësisht i alteruar, si dhe mikrokokrizore-mikrolitike e përbërë nga prizma të vegjël pirokseni dhe mikrolite plagjioklazi, si mineral aksesori takohet kromshpinelidi me kokrriza të vogla idiomorfe shpesh si ndërftje poikilitike në fenokristalet e olivinës osë të piroksenit, rrallë takohen kokrriza të mëdha me ndërtim skeletor

(foto 1). Si minerale dytësore takohen klorit, karbonat, ceolit, bajamet janë të mbushura me karbonat ose ceolite. Në bazë të veçorive petrografike boninitet e sekuencës vullkanike janë të afërt me boninitet augitike te Chichi Jima (Japoni) (Kuroda etj. 1996).

Klinopirokseni takohet më shpesh në fenokristale dhe mikrofenokristale e kokrriza të vogla prizmatike në masën themelore, nganjëherë formon prizma të zgjatur që të kujtojnë strukturën spinifeks që dëshmon për një rritje të shpejtë, rrallë përmban ndërftje poikilitike të kokrizave idiomorfe të kromshpinelidit, Takohet i freskët ose i zëvendësuar nga kloriti. Në bazë të përbërjes kimike rezultojnë endiopsid (augit) krombajtës me wo(38.5-43.58), en(50.98-53.37); fs(5.12-8.69);  $Cr_2O_3 > 0.5\%$  (fig.3). Është më magnezial se klinopirokseni i veriliteve e lercoliteve të intruzioneve ultramafike dhe se klinopirokseni i gabroniriteve dhe plagjiograniteve të sekuencës plutonike të ofioliteve lindore. Klinopirokseni nganjëherë formon agregate trikite klinopirokseni tërësisht të kloritizuara (foto 3) dukuri që vërehet dhe në boninitet e Chichi Jima. Nganjëherë kokrrizat kapërthehen nga ortopirokseni i freskët, ndërsa në raste të tjera klinopirokseni i vishet periferise së prizmave të ortopiroksenit (foto 1).

**Ortopirokseni** takohet më rrallë në fenokristale e mikrofenokristale, shpesh është i zëvendësuar pjesërisht ose tërësisht nga karbonati (foto 4) ose kloriti (foto 1). Takohen rrallë kokrriza me ndërtim skeletor. Në bazë të përbërjes kimike rezultojnë enstatit-bronzit (wo-18.12, n-80.61, fs-3.27).

**Olivina** takohet rrallë në trajtë fenokristalesh e mikrofenokristalesh. Sipas kokrizave euhedrale të olivinës vërehen pseudomorfoza të plota karbonati (foto 1). Vihen re dhe ndërftje poikilitike të kokrizave të vogla euhedrale të kromshpinelidit (foto 1).

**Kromshpinelidi** aksesori takohet në kokrriza të vogla euhedrale më shpesh në formë ndërftjesh poikilitike në fenokristalet e olivinës ose piroksenit. Rrallë takohet në kokrriza të mëdha me ndërtim skeletor. (foto 7)

**Masa themelore** është xhamore me mikrolite ose kristale fijore (acikulare) plagjioklazi (foto 1) dhe prizma embrionale pirokseni, nganjëherë ajo përbëhet nga agregat kokërrimor ku mbizotëron pirokseni si dhe pak plagjioklaz e mineral xeheror. Masa themelore herë-herë është pjesërisht ose tërësisht e alteruar e zëvendësuar nga klorit, karbonat, ceolite. Bajamet janë të mbushur me karbonat ose ceolit.

3.2. Boninitet e kompleksit të dajkave paralele  
Janë shkëmbinj mikrokokrizore me strukturë porfire e

relikte porfire, rrallë takohen të freskët, më shpesh janë pjesërisht ose tërësisht të alteruar. Në fenokristale takohen klinopiroksen, rrallë ortopiroksen e shumë rrallë olivinë. Në masën themelore mbizotërojnë kokrriza të vogla prizmatike ose izometrike të pirokseneve të shoqëruar me prizma të vegjël plagjioklazi (foto 6,9,10), si aksesori takohet kromshpinelid. Në llojet e freskëta klinopirokseni i fenokristaleve është augit i afërt me klinopiroksenin e boniniteve vullkanike pakor më hekuror; zëvendësohet pjesërisht ose tërësisht nga aktinoli dhe kloriti. Llojet e alteruara intensivisht janë

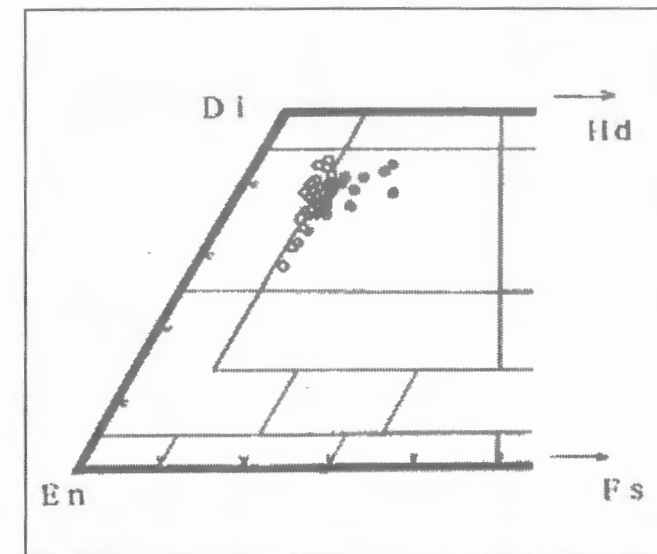


Figura 3. Përbërja kimike e klinopiroksenit të fenokristaleve të boniniteve të rajonit të Perlatit në diagramën Enstatit-Wollastonit-Ferrosilit (Sipas Kuroda etj. 1996)

Bërthama, Periferia, me  $Cr_2O_3 > 0.50\%$

Figure 3. The chemical composition of clinopyroxene of the boninites phenocrystals in Perlati region in the Enstatit-Wollastonit-Ferrosilit diagramme (after Kuroda et al 1996)

shndërruar në shkëmbinj amfibolikë, amfibol-kloritik e deri në kloritikë (foto 7) me kokrriza të rralla euhedrale të kromshpinelidit dhe me strukturë relikte porfire.

### 3.3. Dajkat boninitike në intruzionet ultramafike

Janë relativisht të freskëta, nganjëherë intensivisht të karbonatizuara, mikrokokrizore me strukturë porfire me fenokristale ortopirokseni dhe klinopirokseni. Fenokristalet e ortopiroksenit (enstatit) janë prizmatike here-herë të rrethuar anash nga klinopirokseni.

**Klinopirokseni** është relativisht i freskët me binjakëzim të thjeshtë ose me ndërtim zonal, nganjëherë pjesërisht i amfibolizuar. Përbërja kimike e klinopiroksenit të dajkave boninitike është e afërt me përbërjen kimike të klinopiroksenit të boniniteve vullkanike. Ai rezultojnë endiopsid (augit) sipas klasifikimit të Morimoto etj.



Foto 1

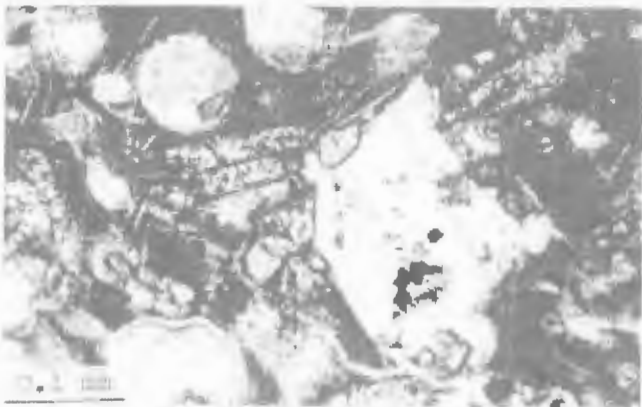


Foto 2

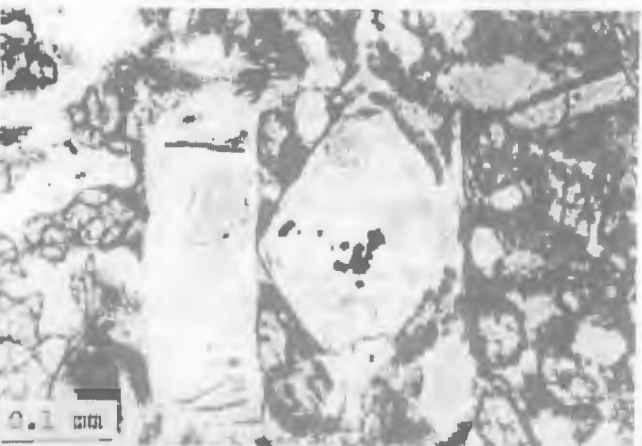


Foto 3

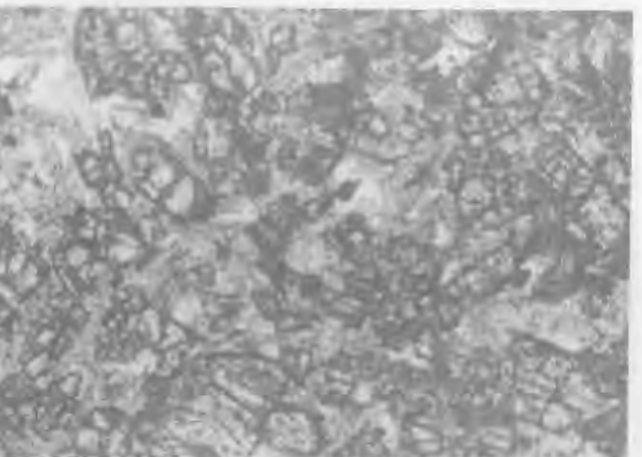


Foto 4



Foto 5

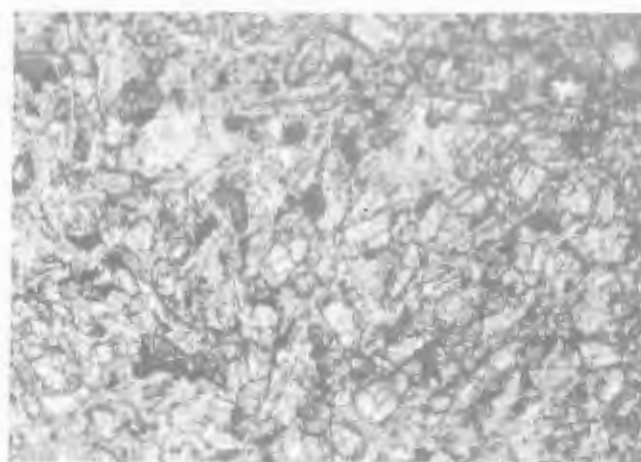


Foto 6



Foto 7

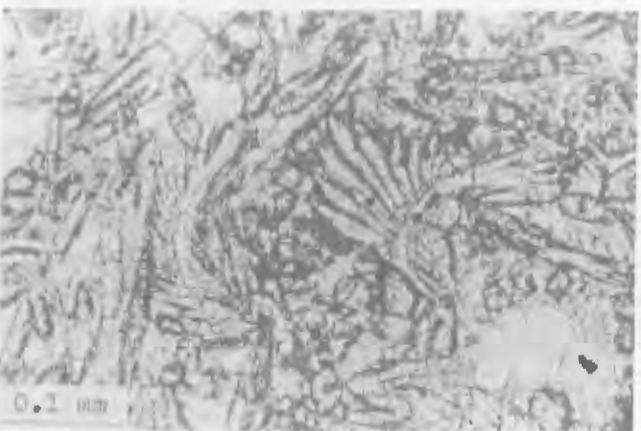


Foto 8

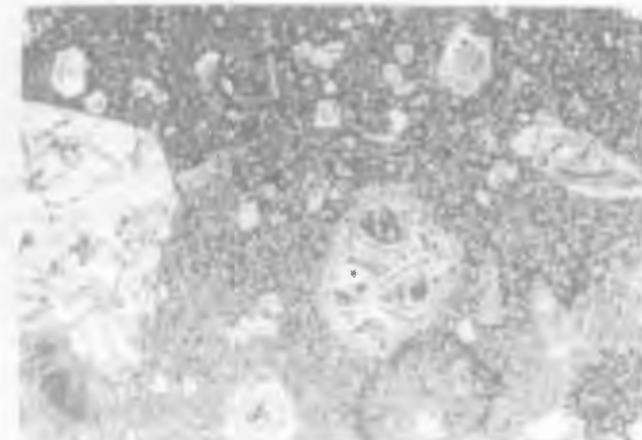


Foto 9

### Shpjegues i fotove Fotos explanatory

Foto 1. Mikrofenokristal olivine gati euhedral (majtas), tërësisht i zëvendësuar me inkluzione kromshpinelidi (qendër poshtë) dhe dy kristale augiti (majtas) në boninite. Pa analizator, 80x. Perlat i Epërm. Koleksioni N. Kuroda. Microphenocrystal of olivine almost euhedral (left) entirely replaced by chromspinel inclusions (center down) and two crystals of augite (right) in bininites. Without analisator, 80x. Perlat i poshtëm. N. Kuroda collections

Foto 2. Mikrofenokristal olivine i serpentinizuar me nderfute kromshpinelidi në boninit. Disa kristale aciculare (në mes sipër) janë të plagjioklazit; një plagjioklaz i tillë shfaqet në boninitet e ciklit ChiChi-Jima (Japoni) Pa analizator, 80x Perlat i Epërm. Koleksioni N. Kuroda. Serpentinized mikrophenocrystal of olivine with intercalations of chromspinelit in boninite. Some aciculare crystals (middle up) are plagioclase; such plagioclase shown in the boninites of ChiChi-Jima cicle (Japan). Without analisator, 80x, Perlat i Poshtëm. N. Kuroda collections

Foto 3. Pseudomorfoza sipas ortopiroksenit (majtas) dhe olivinës në inkluzione kromshpinelidi dhe buzë skeletore (djathtas). Boninite. Pa analizator, zmadh 180x. Perlat Epërm. Koleksioni I N. Kuroda. Pseudomorphosis after pyroxene (left) and olivine with inclusions of chromspinelit and skeletal edge (right) Bininite. Without analisator. Perlat i Epërm. N. Kuroda collections

Foto 4. Boninit – mikrofenokristale CPx dhe OPx me Cr. Shpinelid aksesore dhe mineral xehesor e ceolit. Pa analizator. Koleksioni Gjeçi. Boninite-microphenocrystale CPx and Opx with accessory chromspinelite, ore mineral and ceolite. 55x. Gjeçi collections

Foto 5. Boninit pjesërisht i kloritizuar me strukture porfire. Fenokristalet janë ortopiroksen nganjëhere tërësisht të karbonizuar, nganjëhere me veshje klinopirokseni. Masa themelore ndërtohet nga prizma të vegjël të zgjatur të klinopiroksenit të zhytur në masen xhamore të rikristalizuara dhe agregate fijore të plagjioklazit. Shlif 0.16, me analizator, zmadhuar 100x. Rrënjollë - Mirditë Koleksioni Gjeçi

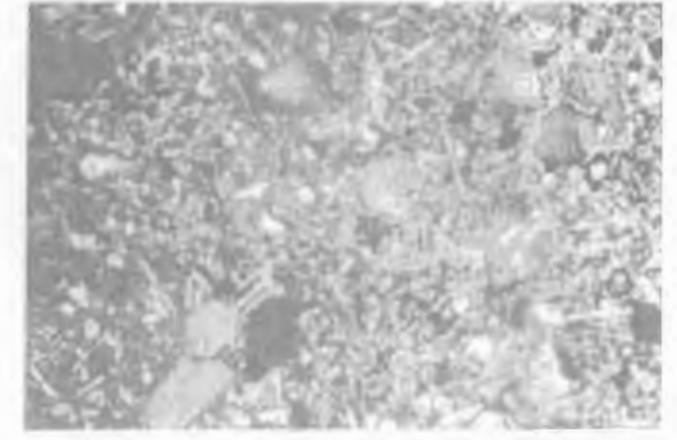


Foto 10

Boninite partially chloritized with porphyritic structure. Phenocrystals are orthopyroxene and sometime totally carbonized, sometime with clinopyroxene cover. The principally masse is constructed by small lengthy clinopyroxene prism immersed in the glazed recrystallized masse. Shlif 0.16, with analisator, 100x Rrënjolla - Mirdita Koleksioni Gjeçi

Foto 6. Boninit - kokrriza të shumta të klinopiroksenit (augit) të kromshpinelidit aksesore në masen xhamore të rikristalizuara në klorit. Pa analizator, zmadh 55x. Koleksioni Gjeçi

Foto 7. Fenokristal shumë i rrallë kromiti, me ndërtim skeletor, ksenomorf në boninitet. Mirdita Jugore, M. Shallo. Pa analizator, zmadh 100x.

Foto 8. Trickite klinopirokseni të ngjashëm me ato që takohen shpesh në ChiChi-Jima (Japoni) Mirdita Jugore (N. Kuroda). Pa analizator, zmadh 200x.

Foto 9. Dajkë boninitike me strukturë porfire me fenokristale pirokseni dhe olivine. Masa themelore paraqitet kokërrvogël kryesisht e përbërjes piroksen-plagjioklaze. Vau-Spas-Helshan, Kukës, Koleksioni Shallo, Gjeçi

Foto 10. Boninit (dajkë boninitike) me strukture porfire. Në fenokristale takohen vetëm klinopiroksen që rrallë është i kloritizuar. Masa themelore ndërtohet nga prizma të vegjël plagjioklaze dhe kokrriza të shkurtëra izometrike pirokseni. Mineralizimet xehesore janë pikëzime të rralla kromiti. Shlif reps-126 me analizator, 25x. Koleksioni Gjeçi.

(1988): wo-41.8, n-48.95, fs-9.24, por pak më hekuror se klinopirokseni i boniniteve vullkanike, dhe ai i intruzioneve ultramafike, dhe është më pak hekuror se klinopirokseni i gabronoriteve dhe plagjiograniteve. Masa themelore mikrokokrrizore përbëhet nga agregatë mikrokokrrizorë pirokseni dhe prizma të vegjël plagjioklazi. Si mineral aksesor takohet kromshpinelidi me raport  $Cr/Cr+Al=0.77-0.79$  të afërt me atë të kromshpinelidit aksesor të peridotiteve

mantelike (Manika 1994).

#### 4. Veçoritë gjeokimike të boniniteve të ofioliteve lindore

Për studimin e kimizmit të boniniteve të ofioliteve lindore u përdoren një sërë të dhenash analitike të studjuesve paraardhës dhe të analizave të kryera në laboratorë të universiteteve të huaja. Vlen të theksohet se megjithë alterimin e pjesshem ose intensiv të boniniteve që pasqyrohet dhe me përmbajtjen e lartë në disa prova të Ca, si rezultat i karbonatizimit ose i bajameve të mbushura me karbonat dhe përmbajtje të lartë të ujit në disa prova, përgjithësisht përmbajtja e MgO ruhet e lartë gjë që tregon se llojet e freskëta mund të kenë qenë më magneziale. Në tërësi kimizmi i boniniteve karakterizohet nga përmbajtje të ulta deri shumë të ulta të  $\text{TiO}_2$  (0.10-0.45 rrallë 0.50%) në boninitet vullkanike, (0.16-0.25%) në boninitet e kompleksit të dajkave paralele dhe (0.08-0.13%) në dajkat boninitike në intruzionet ultramafike. Përmbajtja e MgO është nga 7.59% deri në 12.12% rrallë 15.30% në boninitet vullkanike, 7.24 -11.45% rrallë deri në 15.33% në boninitet e kompleksit të dajkave paralele dhe 11.33% në dajkat boninitike të intruzioneve ultramafike.

Në bazë të përmbajtjes së  $\text{SiO}_2$  dhe të vlerave të raportit të  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  boninitet e vullkaniteve të ofioliteve lindore i përkasin boniniteve të varfëra me Ca dhe pjesërisht boniniteve të pasura me Ca, ndërsa boninitet e kompleksit të dajkave paralele i përkasin boniniteve të pasura me Ca e pjesërisht boniniteve të varfëra me Ca, sipas klasifikimit Crawford etj. (1989) që veçon boninitet e varfëra me Ca (me  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 0.55$  rrallë deri 0,7) dhe boninitet e pasura me Ca (me  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,7-1$ ).

Në diagramat  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Mg}\#$ , kundrejt shumës së alkaleve (fig.4) boninitet e ofioliteve lindore janë më të afërt me boninitet me Ca të ulët të tipit 2 (boninitet e Setouchi dhe Baja California), dhe pjesërisht me tipin e tretë të boniniteve me Ca të ulët (boninitet e Cape Vogel, Bonin dhe Mariana) sipas Crawford etj. (1989). Boninitet me Ca të lartë të ofioliteve lindore dallohen nga boninitet me Ca të lartë të lavave të sipërme të Troodosit nga përmbajtja më e lartë e alkalineve dhe e  $\text{SiO}_2$  dhe përmbajtja më e ulët e CaO dhe vlera më e ulët e raportit  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Në krahasim me boninitet e Chichi-Jima, boninitet e ofioliteve lindore janë pak më të varfëra në  $\text{SiO}_2$ , pak më të pasur në  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , kanë

luhatje të përmbajtjes nga më të ulët në më të lartë të CaO, janë më të varfëra në  $\text{K}_2\text{O}$ , pjesërisht në  $\text{Na}_2\text{O}$  dhe pak më të pasura në  $\text{TiO}_2$ . (Beccaluva, Gjata etj. 1995).

Në diagramën  $\text{CaO}/\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (fig.5) boninitet e ofioliteve lindore lokalizohen shumë afër fushave të veçuara për boninitet e Paqësorit Perëndimor nga Hickey dhe Fray (1982). Përmbajtja e elementeve gjurmë gjithashtu dëshmon për ngjashmërinë e boniniteve të ofioliteve lindore me boninitet e grupit me Ca të ulët. Ato gjithashtu kanë përmbajtje relativisht të lartë të Ni dhe Cr. Përmbajtjet e elementeve të Tokave të Rralla (ETR) janë përgjithësisht të ulta të afërta me ato të boniniteve të rajoneve të tjerë; ato janë më të ulta se përmbajtjet e këtyre elementeve në shkëmbinjtë e tjerë vullkanikë të serisë bazalto-dacitike (fig.6). Vërehet përmbajtje e ulët e Tokave të Rralla të rënda krahasuar me ato të mesme dhe një rritje e lehtë e Tokave të Rralla të lehta, dhe një formë e perkulur poshtë e profileve të Tokave të Rralla, që shprehet më qartë në profilet e Tokave të Rralla të boniniteve nga rajone të tjera (Beccaluva, Serri 1987), (Cameron 1983), (Taylor, Nesbit 1994).

Në boninitet e intruzioneve ultramafike dhe pjesërisht të kompleksit të dajkave paralele vërehet përmbajtje pak më e ulët e elementeve të Tokave të Rralla (Nd, Ce, Sm, Eu) në krahasim me boninitet e vullkaniteve çka mund të dëshmojë në favor të një supozimi se gjenerimi i magmave boninitike që kanë formuar dajkat boninitike të intruzioneve ultramafike, ka ndodhur në një burim mantelor intensivisht të varfëruar. Megjithatë janë të nevojshme analiza më të shumta të elementeve të Tokave të Rralla për të arritur në perfundime më të argumentuara mbi modelet gjenetike të formimit të boniniteve të ofioliteve lindore.

#### 5. Mbi problemet e petrogjenezës së boniniteve të ofioliteve lindore

Për trajtimin e problemeve të petrogjenezës së boniniteve të ofioliteve lindore merren në konsideratë vendosja gjeologjike e tyre, veçoritë petrologjike e gjeokimike të tyre, si dhe arritjet shkencore bashkëkohore në studimet e gjenezës së boniniteve.

Shumica e studjuesve e lidhin origjinën e boniniteve me shkrirjet silikate boninitike të gjeneruara në mantelin peridotitik paraprakisht të varfëruar në kushte hidrike (Kuroda etj. 1978), (Shiraki etj. 1980), (Crawford etj. 1989), (Beccaluva etj. 1983), (Cameron etj. 1979,

1983), (Taylor etj. 1994). Boninitet e ofioliteve të Shqipërisë supozohen të formuar nga shkrirje silikate të gjeneruar në mantelin peridotitik paraprakisht të varfëruar analog me peridotitet (legcolit, harcburgit) të brezit perëndimor të ofioliteve, në kushte të ujëmbajtjes dhe presioni të ulët, (Shallo 1990, 1991), (Hickey dhe Fray 1982) sugjerojnë se boninitet kanë rrjedhur nga peridotiti refraktar që ka qenë pasuruar paraprakisht me ETR të lehta, Zr, Be, Ba dhe alkaline, ata sugjerojnë dy modele për gjenerimin suksesiv të boniniteve dhe toleiteve harkore në të njëjtin sektor: boninitet mund të jenë veçuar nga peridotiti mbetës (refraktar) ndërsa toleitet harkore nga peridotiti relativisht më pjellor. Inseguex – Filippi etj. (2000) prezencën e një magmatizmi boninitik jetë shkurtër e lidhin me ruajtjen e temperaturave të larta në buzën e pllakës në një zonë feminare subduksioni në aksin e kurrizores. Në përgjithësi shumica e studjuesve pranojnë se mjedisi gjeodinamik i gjenerimit të shkrirjes boninitike është ai i zonës së sipërsubduksionit.

Crawford etj. (1989), në skemen petrogjenetike për tipet e ndryshme të boniniteve dhe shkëmbinjeve shoqërues

në kushte presioni  $P < 10$  kbar, veçojnë boninitet me shumë Ca (Troodos) me shkallë varfërimi të burimit peridotitik relativisht të vogël në  $T 1250^\circ\text{C} - 1350^\circ\text{C}$ , boninite me Ca më të ulët të tipit të tretë (ishujt Bonin, Cape Vogel) me shkallë varfërimi të burimit pak më të lartë dhe temp  $1200^\circ\text{C} - 1300^\circ\text{C}$  në rritje të pranise së  $\text{H}_2\text{O}$  (+ $\text{Na}_2\text{O}$  dhe  $\text{SiO}_2$  në fluidin ujqor), dhe boninitet me Ca të ulët të tipit të dytë (Setouchi) dhe të tipit të parë (New Caledonia) me shkallë varfërimi të burimit akoma më të lartë dhe  $T 1150^\circ\text{C} - 1200^\circ\text{C}$  dhe  $1250^\circ\text{C} - 1350^\circ\text{C}$ , dhe rritje të pranise së  $\text{H}_2\text{O}$  dhe ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{SiO}_2$  në fluidin ujqor).

Duke patur parasysh se kimizmi i boniniteve të vullkaniteve e pjesërisht boniniteve të kompleksit të dajkave paralele i afron boninitet e ofioliteve lindore kryesisht me tipin e tretë dhe të dytë të boniniteve me Ca të ulët, mund të pranohet se formimi i tyre lidhet me gjenerimin e shkrirjeve silikate boninitike në mantelin peridotitik me varfërim relativisht të lartë, gjë që është në pajtim me tiparet petrografike të peridotiteve të brezit perëndimor dhe në kushte

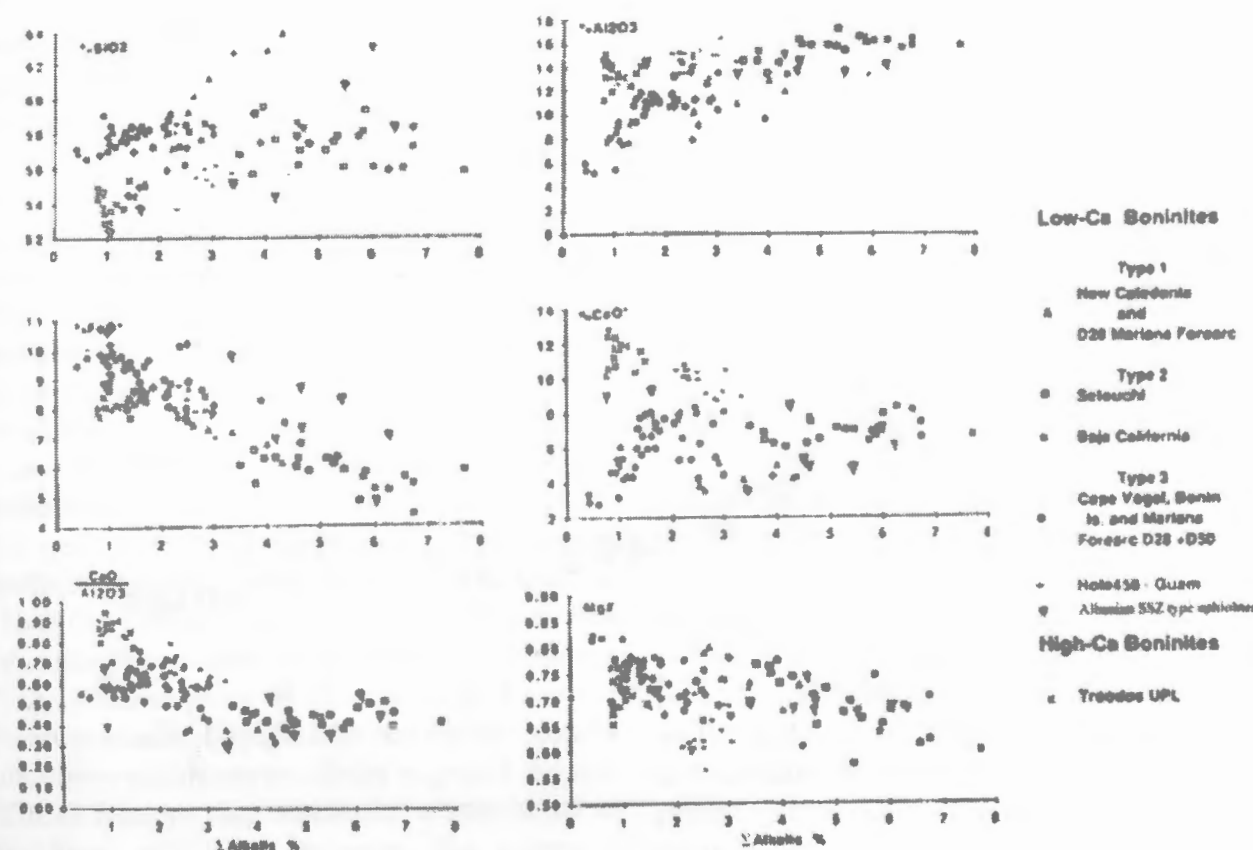


Figura 4 Diagrama diagnostikuese e elementeve  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  e Mg ndaj alkaleve total për suitën boninite grupuar në tipet 1, 2, dhe 3 tipet e magmës Ca-ulët dhe Ca-lartë. Dallohet një ndarje e qartë midis popullimit domonues të secilës suitë. (Sipas Crawford me plotësime nga autorët)

Figure 4. Diagnostic plots of element  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  and Mg versus total alkalis for the boninite suites grouped into Type 1, 2 and 3 low-Ca and high-Ca magma types. A clear separation is achieved between dominant population of each suites. (After Crawford and additions by authors)

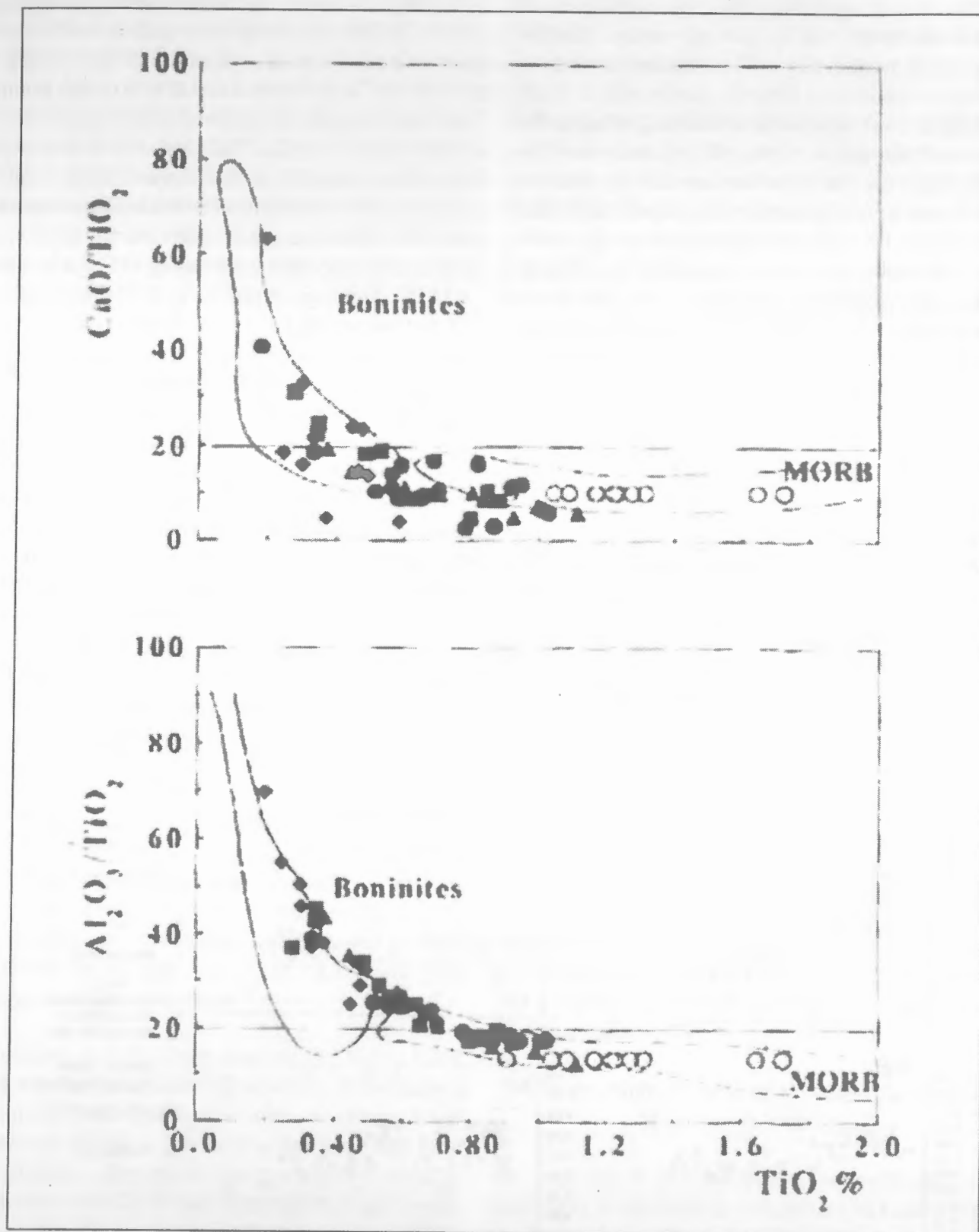


Figura 5. Diagramat  $CaO/TiO_2$ ,  $Al_2O_3/TiO_2$  ndaj  $TiO_2\%$  (Sun dhe Nesbi 1978) për vullkanitet dhe kompleksin e dajkave paralele të ofioliteve lindore (SSZ) dhe vullkanitet të ofioliteve perëndimore (MOR) me plotësime nga autorët.  
 Figure 5. Diagrams  $CaO/TiO_2$ ,  $Al_2O_3/TiO_2$  vs  $TiO_2\%$  (Sun and Nesbi 1978) for volcanites and the parallel dike complexes of eastern ophiolites (SSZ) and western ophiolites (MOR) with additions by authors

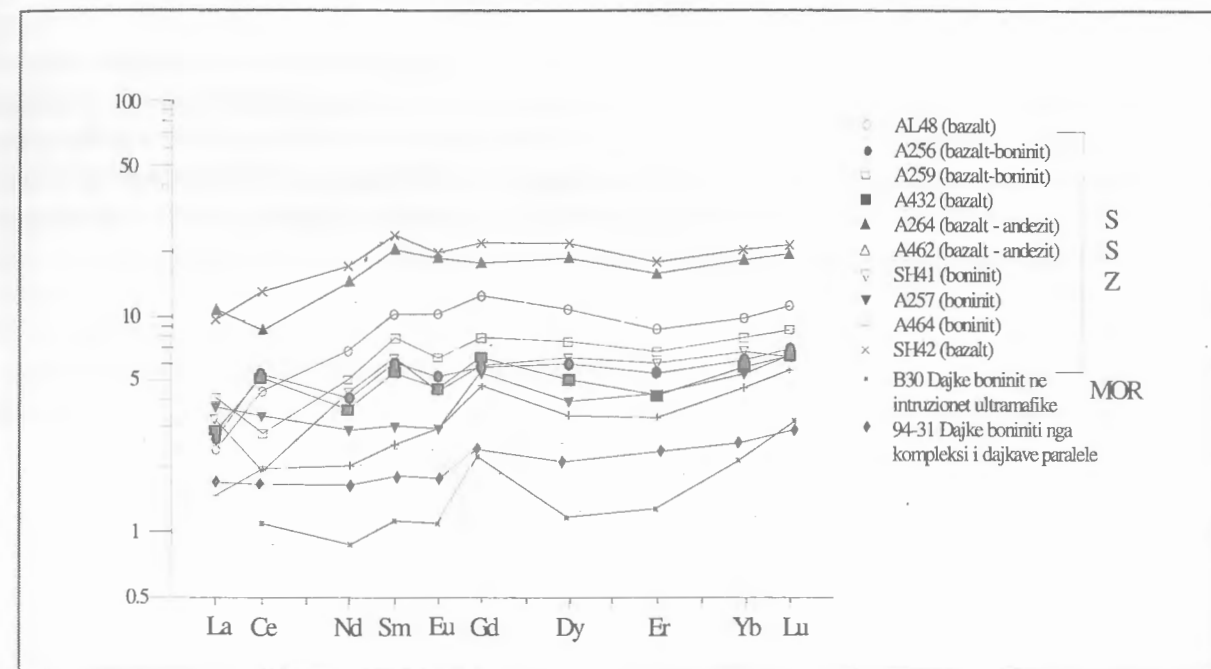


Figura 6. Diagrama e ETR e normalizuar ndaj hondriteve (sipas vlerave të Nakamura 1974) për vullkanitet e ofioliteve lindore (SSZ) dhe perëndimore (MOR) (Sipas Shallo etj. 1996; Shallo, Gjeçi 2005)  
 Figure 6. ETR diagrame normalised on hondrites (based on datas of Nakamura 1974) for the eastern ophiolites volcanites (SSZ) and western ophiolites volcanites (MOR) (after Sipas Shallo etj. 1996; Shallo, Gjeçi 2005)

relativisht ujëmbajtëse dhe presioni të ulët. Gjenerimi i boniniteve dajkore në intruzionet ultramafike si duket lidhet me burim mantelor varfëruar në mënyrë ekstreme i kushtëzuar nga proceset e bashkëveprimit shkriremantel harcbugitik refraktar, gjë që është në pajtim me vendosjen gjeologjike të këtyre dajkave e në mënyrë të veçantë në varferinë e theksuar me ETR si dhe me faktin se intruzione ultramafike dhe dajkat boninitike në to përfaqësojnë jehonën e fundit të magmatizimit ofiolitik të Shqipërisë, (Shallo etj. 1996, 1998).

Boninitet e vullkaniteve dhe kompleksit të dajkave paralele shoqërohen me vullkanite e dajka të tipit të toleiteve harkore të cilët me të dhënat e deri tanishme kanë përhapje më të madhe por nuk përjashtohet mundësia që boninitet së bashku me bazaltet me Mg të lartë dhe sidomos andezitet e andezito-dacitet, riodacitet në një masë të konsiderueshme të formojnë një shoqërim të plotë të diferencuar të magmave primare boninitike, dhe në këtë rast raportet sasiore midis llojeve shkëmbore me afinitet magmatik të tipit të toleiteve harkore dhe boninitike të rezultojnë të ndryshme; për këtë dëshmon dhe prania e plagjiograniteve të sekuencës plutonike të përfaqësuar nga masivi i madh plagjiogranitik i Shëmrisë i cili në bazë të veçorive petrologjike e gjeokimike ngjason shumë me pjestarët më acidë të serisë boninitike të paraharqeve, (Bebien etj. 1997), në ndryshim nga plagjiogranitet e Kimzës me gjeokimi të ndërmjetme të

afërt me atë të lavave të evoluara të baseneve prapaharkore.

Ky bashkëshoqërim i shkëmbinjve plutonikë dajkorë e vullkanikë të kores së ofioliteve lindore me afinitet magmatik të tipit të toleiteve harkore dhe boninitik, është karakteristik për mjediset paraharkore të zonës së sipërsubduksionit. Në këtë rast gjenerimi i magmave me afinitet të toleiteve harkore dhe boninitike si duket është i kushtëzuar nga heterogjeniteti i mantelit parapraktikisht të varfëruar si dhe kushtet termodinamike në të cilat janë zhvilluar proceset e shkrires së pjesëshme në mantel. Për heterogjenitet të mantelit paraprakisht të varfëruar dëshmojnë fakte të tilla si dallimet petrologjike e gjeokimike në sekuencën mantelike të ofioliteve perëndimore (shembull tiparet mjaft lercolitike të masivit të Gomsiqes në krahasim me ato lercolit-harcburgitike të masivit të Shebenikut, Shpatit, Voskopojes etj.) te dallime të vëna në dukje dhe më parë (Beccaluva etj. 1994), (Shallo etj. 1996) si dhe fakti i ndryshimeve të theksuara të trashësisë së kores të ofioliteve perëndimore në shtrirje dhe kryq saj (Shallo etj. 1996). Burimi i gjenerimit të magmave boninitike në kushte gjeodinamike të zonës së sipërsubduksionit, ndeshet me kufizimet që diktojnë përmasat e gjerësisë së zgjerimit funddetar që ka kushtëzuar formimin e brezit ofiolitik (ofiolitet perëndimore) dhe shtron probleme të interpretimeve më të harmonizuara me të gjithë faktorët që kanë kushtëzuar formimin e brezit ofiolitik të



Shqipërisë që përbën një ofiolitike më të rëndësishme në shkallë krahinore dhe botërore. Në tërësinë e proceseve magmatike që kanë kushtëzuar formimin e ofioliteve lindore gjenerimi i magmave boninitike ka filluar si duket në etapat e mesme të vonshme të tij dhe në fazën finale të tij të shfaqur me proceset e bashkëveprimit shkrije-mantel dhe formimin e intruzioneve ultramafike.

#### PËRFUNDIME

√ Në ofiolitet lindore boninitet takohen në pjesën e sipërme të sekuences vullkanike të ofioliteve lindore në shoqërim me bazalte me Mg të lartë dhe andezite e dacite me afinitet boninitik, në kompleksin e dajkave paralele si përbërës të gjeneracionit të tretë të tyre dhe në intruzionet ultramafike që intrudojnë sekuencën plutonike të ofioliteve lindore.

√ Boninitet e ofioliteve lindore në baze të vlerave të raportit  $CaO/Al_2O_3$  (mesatarisht 0.5) i përkasin tipit të tretë dhe të dytë të boniniteve me Ca të ulët dhe pjesërisht boniniteve me Ca të lartë sipas klasifikimit të Crawford etj. (1989).

√ Boninitet vullkanike së bashku me bazaltet me

Mg të lartë dhe andezitet e dacitet në afinitet boninitik (me analoge plutonike plagjiogranitet të tipit të Shëmrisë) formojnë një shoqërim boninitik që së bashku me vullkanitet mbizotërues të tipit të toleiteve harkore bazalt-andezit-riodacitik formojnë një bashkësi të ngjashme me atë të lavave harkore të Pacifikut Perëndimor të formuar në mjedise paraharkore.

√ Formimi i boniniteve të ofioliteve lindore lidhet me proceset e shkrijes së pjesshme të peridotit mantelik refraktar dhe të bashkëveprimit shkrije-mantel në kushte hidrike dhe presioni të ulët.

√ Formimi i dajkave boninitike në intruzionet ultramafike të ofioliteve lindore që shfaqin një varfërim skajor në ETR lidhet me proceset e bashkëveprimit shkrije-mantel refraktar që zhvillohen në fazën finale të veprimtarisë magmatike në ofiolitet lindore.

√ Gjenerimi i magmave boninitike i përket etapave të mesme-të vonshme të magmatizmit ofiolitik dhe fazës finale që ka kushtëzuar formimin e intruzioneve ultramafike.

#### REFERENCAT

- BEBIEN J., DAUTAJ N., SHALLO M., TURKU I., BARBARIN B. (1997) – Diversite des plagiogranites ophiolitiques, l'exemple albanais. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris*. V. 324, ser. IIa, p. 875 – 882.
- BECCALUVA L., SERRI G. (1987) – Boninitic and low – Ti subduction – related lavas from intra oceanic arc – backarc systems and Low – Ti ophiolites; a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting. *Tectonophysics*, 146. P. 291 - 315
- BORTOLOTTI V., KODRA A., MARONI M., MUSTAFA F., PANDOFLI L., PRINCIPI A., SACCANI E. – (1996) – Geology and petrology of ophiolite sequences in Mirdita region (Northern Albania). *Ofioliti*, v. 21, p. 3 – 20.
- CAMERON W.E., NISBET E.G., DIETRICH W.J. (1979) – Boninites. Komatiites and ophiolite basalts. *Nature* 28, p. 550 – 553.
- CAMERON W.E., MCCULLOH M.T., WALKER D.A. (1983) – Boninite petrogenesis. Chemical and Nd-Sr isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.* 65, p. 75 – 89.
- CRAWFORD A.J., BECCALUVA L., SERRI G. (1981) – Tectono – magmatic evolution of the West Philippine – Mariana Region and the origin of boninites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 54 (1981) 346-356.
- CRAWFORD A.J., FOLLOON T.J., GREEN D. (1983) – Classification, Petrogenesis and tectonic setting of boninites, in *Boninites*; Unwin Hyman, Ed. Crawford A.J., p.1 – 49.
- GJATA K., BECCALUVA L. ETJ. (1995) – Petrologjia e ofioliteve të Mirditës Qëndrore dhe të brezit lindor ofiolitik të Shqipërisë. *Fondi I.K.GJ. Tiranë*.
- HICKEY R., FREY F.A. (1982) – Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, p. 2009 – 2115.
- INSERGUER – FILIPPI D., DYPEMT L., VERGELY P., BEBIEN J. (2000) – Albanian ophiolites: II Model of subduction zone infancy at a Mid-ocean ridge. *Ofioliti* 25. (1), p. 47 – 53.

- JACQUES A.L., GREEN D.H. (1980) – Anhydrous Melting of the peridotite at 0 – 15 Kb. pressure and genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 73, 287 – 310.
- MANIKA. K. (1994) – Petrologie du massif ophiolitiques de Shebenik. (Albanie) PhD. *Universite de Paris – Sud*. 297P.
- MANIKA. K., SHALLO. M., GEGA D. (1999) – Dajka boninitike në sekuencen plutonike të kores të masivit të Shebenikut. *Buletini i Shkencave Gjeologjike* 1, 45 - 55
- MEIJER A., (1980) – Pripitive arc volcanics and a boninite series: examples from Western Pacific island arcs. In: Hayes D. E. (ed). *The Tectonic and Geological Evolution of Southeast Asian Seas and Islands, Part 1. Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union* 23, 271-82
- KURODA N., SHIRAKI K. (1975) – Boninite and related rocks of Chichi Jima, Bonin Islands. *Japan Rep. Fac. Sci. Shizuoka. Univ.* 10, 145 – 155.
- KURODA N., SHIRAKI K., URANO H. (1978) – Boninite as a possible calc – alkalic primary magma. *Bull. Volcanol.* V. 41/4, 563 – 575.
- KURODA N., SHIRAKI K., URANO H. (1988) – Ferropigeonite quartz dacites from Chichi Jima, Bonin Islands; Latest differentiates from boninite – forming magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 100.
- KURODA N., SHALLO M., KIUCHI N. (1996) – Clinopiroxene composition in high – MgO volcanic rocks from north Albanian ophiolites. *Abstract of. 30<sup>th</sup> IGC, Beijing China* vol. 2, p. 351.
- ROBERTSON A.H.F., SHALLO M. (2000) – Mesozoic – Tertiary evolution of Albania in its Eastern – Mediterranean context; *Tectonophysics*, v. 316, 197 – 254.
- SHALLO M. (1990a) – Volcanic glasses of the Albanian ophiolitic belt. *Ophiolites oceanic crustal analogues*. Eds. J. Malpas, E. Moores, A Panayiotou, C. Xenophontas. *Proceeding of the Symposium "Toodos 1987"*, Cyprus. 271 – 278.
- SHALLO M. (1990) – Boninite ndërmjet ofioliteve lindore të Shqipërisë. *Bul. Shk. Gjeol. Nr. 4. P. 19 - 37*
- SHALLO M. (1991) – Ofiolitet e Shqipërisë. *Fakulteti Gjeologji – Miniera Tiranë, Albania*, p. 247.
- SHALLO M. (1994) – Outline of the Albanian ophiolites. *Ofioliti* 19 (1), 57 – 75.
- SHALLO M. (1994) – Studim petrografik i shkëmbinjve vullkanike e subvullkanike të rajoneve të Mirditës Qëndrore dhe Van Spas-Helshan, sipas koleksioneve të V. Bezhani etj. dhe M. Elez. *Fakulteti Gjeologji – Miniera. Tiranë, Albanian*.
- SHALLO M. (1995) – Volcanics and sheeted dykes of the Albanian SSZ ophiolite. *Bul. Shk. Gjeol. Nr.1, 99 – 118*.
- SHALLO M., TURKU I., MANIKA K., MARTO A. (1996) – Gjenezja dhe vendosja gjeotektonike e ofioliteve të Shqipërisë. *Fakulteti i Gjeologjise dhe Minierave, UPT Tiranë*, 270 p.
- SHALLO M., BEBIEN J., BEQIRAJ A., MARTO A., VRANAJ A. (1998) – Intruzionet ultramafike në ofiolitet e Shqipërisë. *Fakulteti Gjeologji – Miniera. UPT. Tiranë*
- SHIRAKI K., KURODA N., URANO H., MARUYAMA S. (1980) – Clinoenstatite in boninites from the Bonin Islands, Japan. *Nature*, 285, 31 – 32.
- TASHKO A., MARTO A. (1990) – Kufiri midis ultrabazikeve tektonite e kumulate në masivin e Bulqizës. *Bul. Shk. Gjeol.* 2
- Taylor R.N., Nesbit R.W., Vidal V., Herman R.S., Croudace J. (1994) – Mineralogy chemistry and Genesis of the Boninite Series Volcanics, Chichi Jima, Bonin Islands, Japan, *Journal of Petrology* vol. 35, 577 – 617.

## Abstract

Among Albanian ophiolites, boninites are found within Eastern (SSZ) – type ophiolites as part of their volcanic sequence, and sheeted dike complex; in the plutonic gabbro–plagiogranitic sequence and very rare in ultramafic intrusions and in uppermost part of ultramafic sequence. Boninites and high – Mg basalts in volcanic sequence are localized in the its upper part as pillow lavas, lava flows and volcanoclastites, interbedded with andesitebasalts, andesites, dacites and rhyodacites; they are porphyric, microporphyric, vitroporphyric with CPx (endiopsid-augite), OPx (enstatite-bronzite), olivine phenocrysts and accessory cromspinelide. Boninitic dikes of the sheeted dike complex have similar mineral composition are more coarse grained and are partly or totally hydrothermally altered. Boninitic dikes in ultramafic intrusions are porphyric with CPx rarely OPx, OL phenocrysts and finegrained pyroxene groundmass.

Chemical composition of boninites shows very low (<0.45%) TiO<sub>2</sub> content, low (average 0.5) CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratio, high (>7.5%) MgO content and low ETR content. Boninites of the Eastern (SSZ)–type ophiolite are mainly low – Ca boninites, rarely high-Ca boninites according to Crawford et al. (1989) classification. Boninites are associated with high-MgO and

Low-TiO<sub>2</sub> basalts and with andesitedacites and rhyodacites with boninitic affinity, forming a boninitic association, which together with predominating IAT basalt-andesite-rhyodacite constitute an association similar to the Western Pacific arc lavas generated at forearc settings.

Formation of the boninites of Eastern-type ophiolite is caused by partial melting processes of the refractory mantle peridotite and mantle-melt interaction. Boninitic dikes in ultramafic intrusions, which show extreme ETR depletion, are linked with mantle-melt interaction processes developed during final stages of magmatic activity of Eastern (SSZ) -type ophiolite.

## MASIVËT OFIOLITIKË TË SHQIPËRISË JUGLINDORE (Voskopoja, Morava, Vithkuq-Rehova) GJEOLGJIA DHE PETROLOGJIA E TYRE.

KUJTIM ONUZI\*, FRIEDRICH KOLLER\*\*, VOLKER HOECK\*\*\*, HAXHI PULOJ\*, THOMAS MAISEL\*\*\*\*

### Hyrje

Artikulli i paraqitur mbështetet mbi studimin hartografik në shkallë 1:25 000 të kryer nga K. Onuzi dhe Haxhi Pulaj si dhe studimi petrologjik e gjeokimik i 279 provave shkëmbore të analizuar në universitetet e Vienës, Leobenit dhe Salzburgut.

Masivet ofiolitike të Voskopojës, Moravës dhe Vithkuq-Rehovës ndërtohen nga një sekuencë mantelike lercolitike e ndjekur nga një sekuencë kumulate e përbëre nga verlite, troktolite dhe gabro olivinike. Bazaltet masive si dhe brekçiet bazaltike qëndrojnë në prerje mbi gabrot

klinopiroksenore izotropike. Nga ana gjeokimike në lidhje me përmbajtjen e Ni, Ti dhe Zr dallohen 4 grupe bazaltesh. Brekçiet bazaltike shpesh mbuloohen me silicorë radiolaritike.

### 1. Pozicioni gjeologjik

Masivet ofiolitike të Voskopojës, Moravës dhe Vithkuq-Rehovës ndodhen në pjesën juglindore të Shqipërisë dhe lokalizohen ndërmjet komizës karbonatike Triasiko-Jurasike me të cilët kanë marrëdhënie të natyres së shkëputjeve tektonike nga afrovertikale deri në mbihipëse (Kaltanj, Gjergjevicë, Gjnikas-Grabovë,

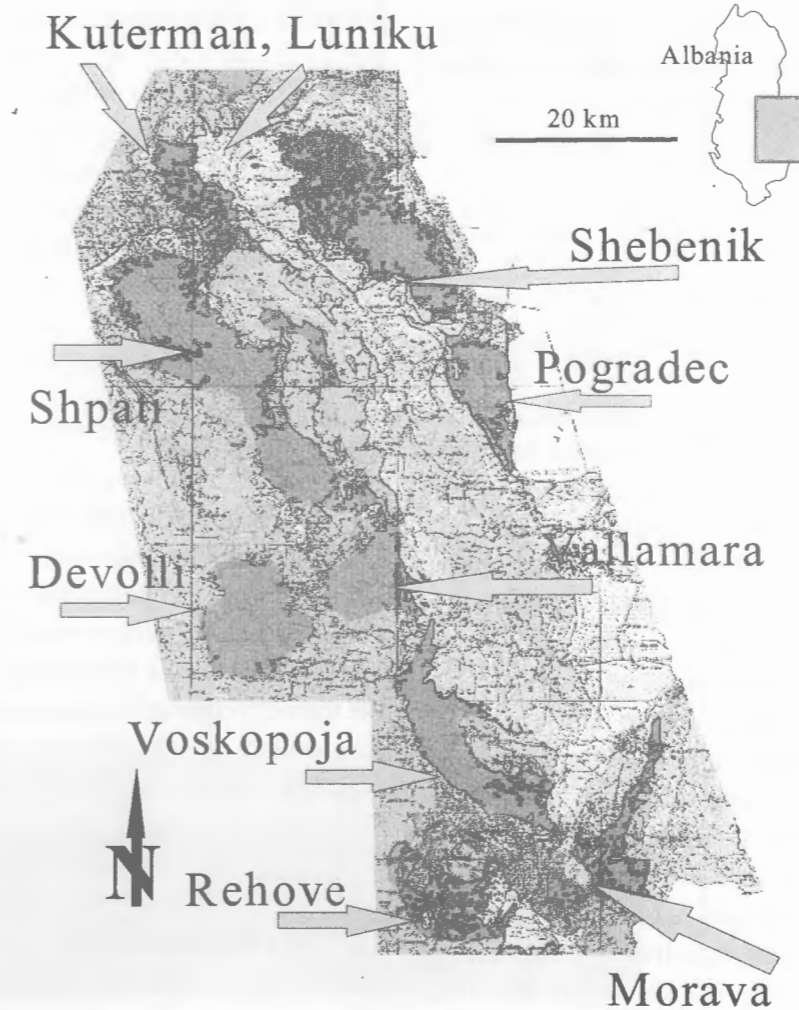


Figura 1. Masivet ofiolitike të Voskopojës, Moravës dhe Rehovës  
Figure 1. Voskopoja, Vallamra and Rehova massifs

\*Instituti i Kërkimeve Gjeologjike, Tiranë, SHQIPËRI

\*\*Universiteti Vienes, Geozentrum, Viene, AUSTRIA

\*\*\*Universiteti Salzburgut, Instituti Gjeologjisë dhe Paleontologjisë, Salzburg, AUSTRIA

\*\*\*\*Universiteti Leobenit, Geozentrum, Leoben, AUSTRIA



Foto 1 Siliceous Rehovë

Qafa e Kazanit-Kozel). (fig. 1)

Sekuena ofiolitike mbyllet me depozitimet e silicoreve radiolarike relativisht të hollë, të cilët nga ana e tyre mbulohe nga turbidite të Jurasikut të Sipërm-Kretakut të Poshtëm (foto 1).

Këto masivë ofiolitike, me një sipërfaqe rreth 242km<sup>2</sup>, janë pjesë përbërëse të zonës "Mirdita" duke zënë skajin më juglindor të saj e që vazhdojnë më në jug me ofiolitet e Pindit në Greqi.

## 2. Litologjia e ofioliteve

Gjithë ofiolitet rreth qytetit të Korçës zakonisht të referuara si të Voskopojës, mund të ndahen në tre nënjësi: Voskopoja në JL dhe VP të fshatit të Voskopojës, kompleksi i Moravës kryesisht në jug e perëndim të Korçës dhe njësi më jugore e Rehovës. Voskopoja dhe Morava ndahen nga baseni Neogjen-Kuaternar i Korçës me shtrirje veri-jug. (fig.1)

Përshkrim i shkurtër i tre prerjeve kollonë të Voskopojës, Moravës dhe Rehovës nga poshte-lart është si vijon (Fig.2). Lercolite me ndërshtrësia harzburgitësh dhe rrallë dunitësh. Në Voskopojë lercolitet përmbajnë dajka troktolite dhe rrallë bazaltësh të cilat janë komplet të rodingitizuara. Kumulate ultramafike me verlite plagjioklazike, melagabro, gabro olivinike dhe troktolite janë gjetur vetëm në Voskopojë dhe Moravë. Vetëm në sektorin e Rehovës kumulateve ultramafike iu mbishtrohen troktolite dhe gabro olivinike kumulate. Gabrot izotropike takohen shpesh në Rehovë, e rrallë në Voskopojë dhe janë gjetur trupa të vegjël intruziv në Moravë. Kjo mbyll sekuencën ofiolitike të Moravës.

Dajka vullkanike individuale janë të zakonshme në Rehovë, të rralla në Voskopojë dhe mungojnë në Moravë. Dajkat paralele (sheeted dykes) që mund të kenë qenë prezente fillimisht, ndodhen vetëm si

megablloqe në brekçiet.

Bazalte masive janë vërejtur në Rehovë dhe në Voskopojë të shtruar direkt mbi gabrot. Lava jastëkore si dhe dajkat paralele gjenden vetëm në blloqe të madhësive të ndryshme brenda brekçieve. Shkëmbinjte vullkanike më spikatës dhe më të perhapur janë brekçiet. Madhësia e komponenteve është shumë e ndryshueshme dhe lëviz nga cm në metra. Me përjashtime komponentet arrijnë deri më shumë se 100 metra. Forma e komponenteve është në më të shumtën e rasteve këndore, në pjesët më të larta stratigrafike komponente të rumbullakosur janë gjithashtu të zakonshëm. Brekçiet në pjesët më të thella ku nuk përmbajnë gati fare matriks, janë ekskluzivisht të mbështetura në komponentet. Shumica e brekçieve janë monomikte në atë që ato përmbajnë vetëm klaste bazaltike, por klastet nga ana e tyre mund të variojnë në strukturën e tyre nga fragmente të alteruara xhamore në diabaze komplet kristalin me strukturë ofitike. Në afërsi të gabrove ndodhen brekçie polimikte me klaste të derivuara jo vetëm prej bazalteve por gjithashtu dhe nga gabrot. Në pjesët e larta stratigrafike brekçiet polimikte janë më të përhapura. Ato janë akoma të mbështetura në komponentet por përmbajnë më shumë matriks ranor. Klastet janë më mirë të rumbullakosur dhe përbëhen kryesisht nga bazalte por gabrot dhe radiolaritet janë gjithashtu të zakonshëm. Lokalisht ato kalojnë në sedimente të vërteta (ranore) të cilët janë me shtresëzim të mesem deri të dobët. Shtresa zajore ndryshojnë në shtresa ranore-alevrolitore. Ato zakonisht shfaqin një shkallëzim për lart me një trashësi prej 15-25 cm. Në ranorë ka shtresa radiolaritësh me trashësi deri 30 cm. Nuk ka jokonformitet ndërmjet brekçieve bazaltike dhe sedimenteve. Mbi sedimentet vendosen sërish brekçie bazaltike. Brekçiet janë përshkruar si "massflows" dhe përfaqësojnë facie proksimale. Zhvishjet më të mira janë gjetur në seksionin e Rehovës, në jug të fshatit Lubonjë. Në themel, relacioni i brekçieve dhe sedimenteve është i ngjashëm në seksionin e Voskopojës rreth fshatit Shipckë dhe në veri të Malit të Orenit.

## Petrologjia

### 3.1. Tektonitet ultramafike: struktura dhe kimizmi i mineraleve

Në të gjithë zonat, Voskopojë, Rehovë dhe Moravë, janë mbizotëruese tektonitet të perfaqësuar nga lercolite shpinel mbajtëse. (fig 2, 3, 4; foto 2). Kjo vlen edhe për njësitë strukturore ultramafike të ërme e

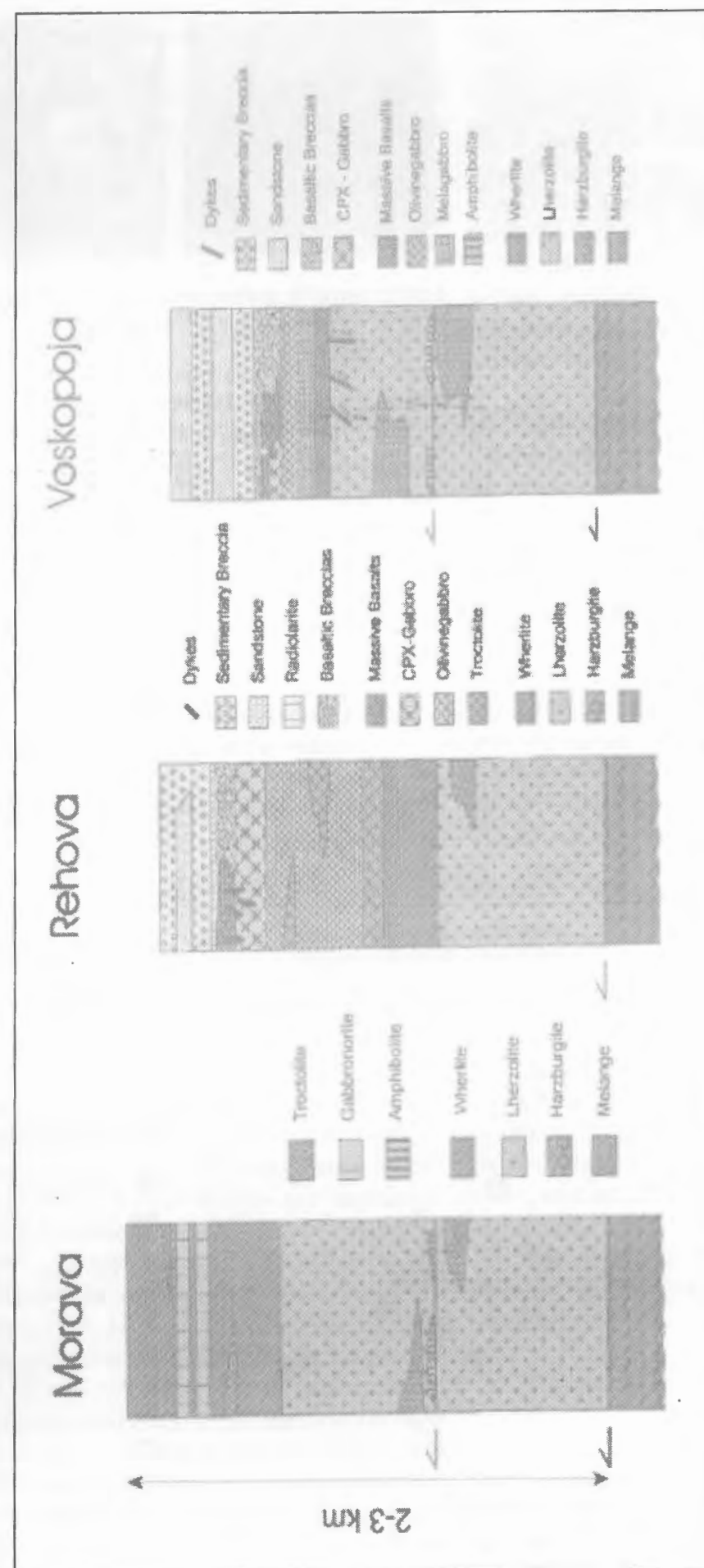


Figura 2. Kolona përmbledhëse e masivëve ofiolitike të Voskopojës, Moravës dhe Rehovës  
Figure 2. Sumarize column of the Voskopoja, Morava and Rehova ophiolitic massifs

trupat relativisht të vegjël lentore brenda lercoliteve kryesisht në pjesët e sipërme të njesive të poshtme dhe në pjesët e poshtme të njesive të sipërme (fig. 2). Vetëm në Voskopojë, në njesinë e sipërme ne kemi gjetur pode të vogla dunitesh. Të shoqëruar me to janë lente kromititesh. Ultramafiket më pak të serpentinizuar shfaqin akoma struktura të ekuilibrit; në më të shumtën e rasteve kufijtë midis kokrizzave janë të serpentinizuar. Shpesh ortopiroksene të mëdhenj janë të vendosur në një matriks më të imët. Trashësia e tektoniteve është e veshtirë të vlerësohet për shkak se ata janë të rrudhosur nga brenda. Trashësia mund të variojë nga disa qindra metra në 1000-2000 m maksimumi.

Lercolitët zakonisht përbëhen nga olivina (ol), ortopirokseni (opx), klinopirokseni (cpx) dhe shpineli i pasur me krom (csp). Me ndonjë përjashtim në Voskopojë ata janë shumë të serpentinizuar duke variuar nga 40-100%. Shumë Opx dhe Cpx relativisht të mëdhenj ndodhen si porfiroklaste në një matriks struktura e të cilit nuk është e qartë për shkak të serpentinizimit intensiv. Janë analizuar mostrat më të freskëta. Përmbajtja e olivinës është midis  $Fo_{89.5}$  dhe  $Fo_{90.5}$  dhe NiO ndërmjet 0.36 dhe 0.48. Ortopiroksenet variojnë në  $En_{87-89}$ ,  $Fs_{9.5-10.5}$ ,  $Wo_{1-3.5}$  klinopiroksenet janë diopsidë me  $En_{47-49}$ ,  $Fs_{4.5}$ ,  $Wo_{45-49}$ . Përmbajtja e  $Al_2O_3$  në klinopiroksenet lëkundet nga 3-5%, në ortopiroksenet nga 2-4%. Ka një korrelacion të gjerë

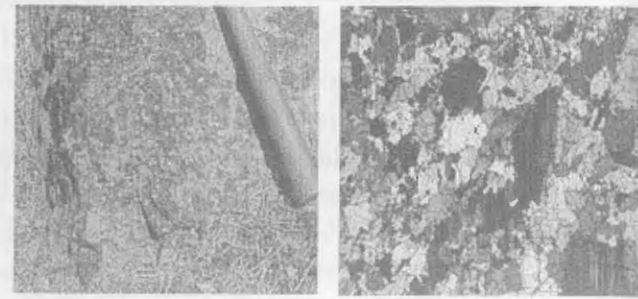


Foto 2. Lherzolite, shpesh shumë të serpentinizuar  
Foto 2. Very serpentinised lherzolites

negativ të  $Al_2O_3$  me Mg#. Koncentrimet e  $TiO_2$  dhe  $Na_2O$  janë përgjithësisht të ulta. Në opx ato janë rreth 0.02-0.12 (rrallë deri në 0.25 wt%) dhe <0.06 wt% respektivisht, por diçka më të larta në cpx (0.15-0.3 dhe 0.07-0.51 wt% respektivisht). Shpinelet janë shpinele Al-Cr me një diapazon të gjerë përbërjeje. Cr# varion nga 0.15-0.56 dhe XMg nga 0.46-0.70. Komponenti magnetit lëviz në 1-5%. Gjatë serpentinizimit shpinelet Al-Cr, alterohen gjërësisht në magnetit.

### 3.2. Ultramafikët dhe gabrot e shtratifikuar: struktura dhe kimizmi i mineraleve

Kumulatet ultramafike më të zakonshëm janë verlitet, më rrallë lercolitët plagioklazike (fig. 2, 4, 5; foto. 3) të

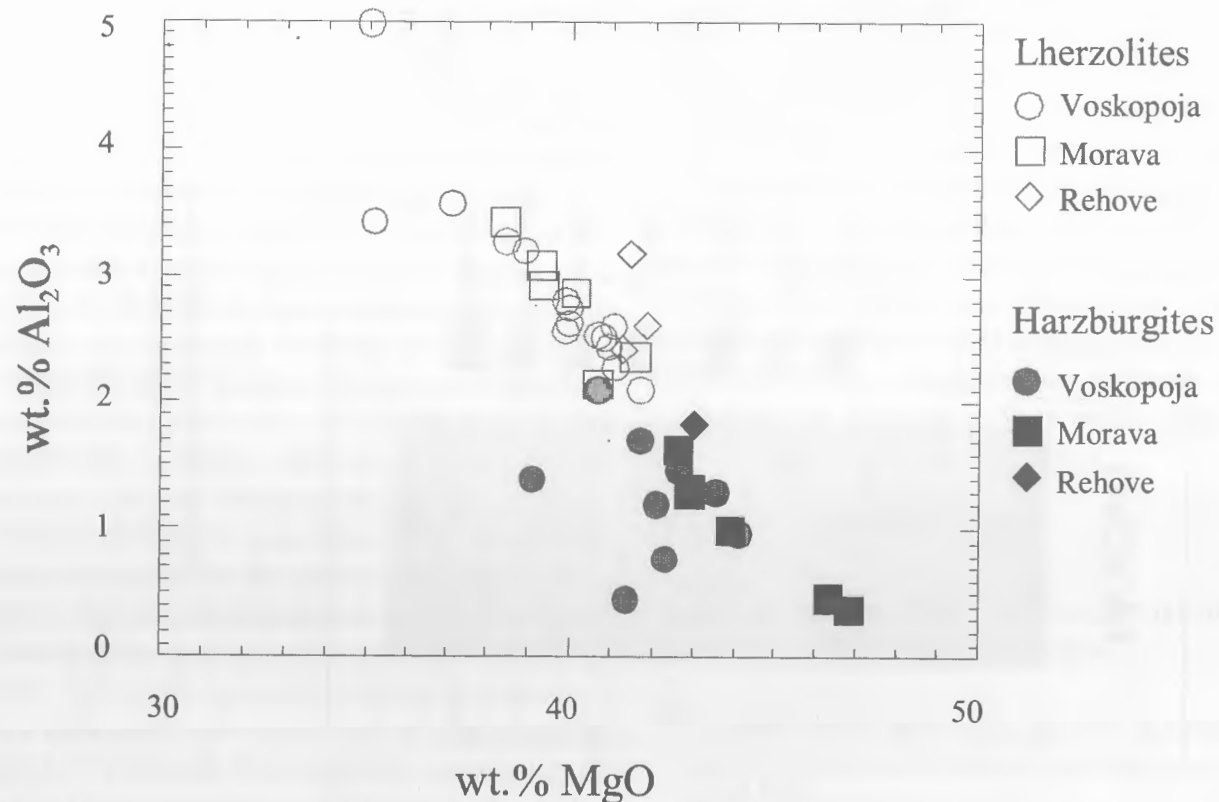


Figura 3. Tektonitet ultramafike  
Figure 3. Ultramafic tectonites

cilët kalojnë në melagabro, troktolite dhe gabro olivinike. Në pjesën e sipërme të ultramafikeve tektonite të Voskopojës janë gjetur dajka troktoliti. Gabronoritët në seksionin shtresëzor janë kryesisht në Moravë dhe shumë rrallë në Voskopojë. Trashësia totale e sekuencës kumulate është disi e vogël në Voskopojë (100-200 m), më e trashë në Rehovë dhe më mirë e zhvilluar në Moravë

Plagioklazi është formuar si fazë interkumulate por është transformuar kryesisht në hidrogrosular dhe prenit. Amfibolet sekondare me përbërje të Mg-hornblendës deri tremolite ndodhen gjithashtu, sëbashku me klorit dhe serpentin.

Olivina në gabrot e shtresëzuara (gabronorite, troktolite, gabro olivinike) ka përbërje  $Fo_{85-86}$  dhe  $NiO=0.25-$

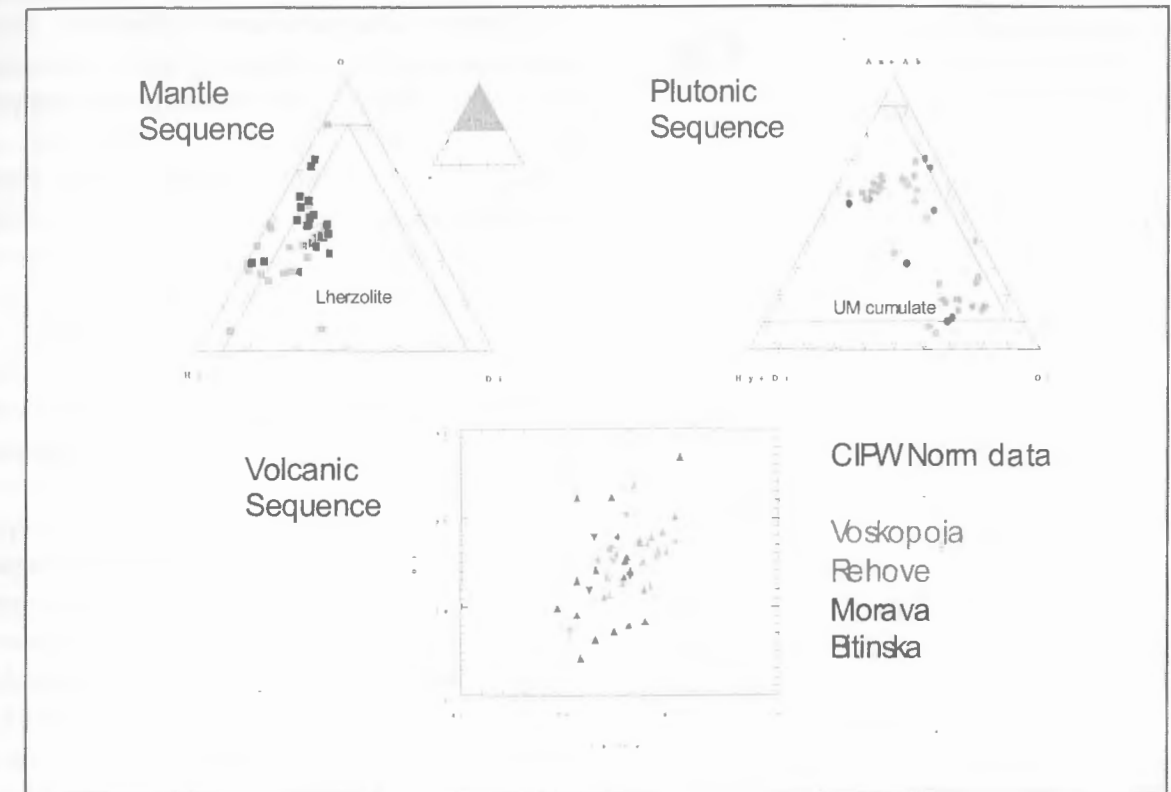


Figura 4. Sekuenca ofiolitike  
Figure 4. Ophiolitic sequence

(>500 m). Vetëm në Moravë zhveshje të vazhdueshme janë disponibile por akoma nuk janë kryer studime të detajuara sistematike të shtresëzimit.

Verlitet përbëhen nga olivina, klinopirokseni, shpineli dhe plagioklazi. XMg e olivinës së verliteve varion në 0.88-0.90. Cdo mostër individuale shfaq një variacion të gjerë në përmbajtjen e NiO (0.2-0.65) me një variacion të vogël të XMg. Cpx ka përbërje që lëkundet midis  $En_{45-51}$ ,  $Fs_{6-8}$ ,  $Wo_{43-46}$  (anët postmagmatike arrijnë deri në  $Wo_{48}$ ). Përmbajtjet e aluminit grupohen rreth dy diapazoneve një nga 4-5 wt% dhe tjetri 2.5-3.5 wt%.  $TiO_2$  shfaq një sjellje të ngjashme në diapazonet 2.3-3.5 wt% dhe 1-2.5 wt%. Në të njëjtën kohë klinopiroksenet me Al dhe Ti të lartë kanë vlera të MgO pak më të ulta, por kanë XMg të ngjashëm.  $Na_2O$  është rreth 0.5-0.6 wt%. Në shpinelet Cr# lëkundet midis 0.508-0.586, dhe XMg nga 0.39-0.50. Komponenti magnetit është midis 9-12.6 wt%. Në një rast ilmenit është gjetur në vend të shpinelit.

0.45. Opx në gabronoritët ka përbërje  $En_{83-85}$ ,  $Fs_{13.5-16}$ ,  $Wo_{0.5-3}$  dhe Cpx  $En_{46-48}$ ,  $Fs_{5-6}$ ,  $Wo_{46.5-49}$  me XMg 0.84-0.87 dhe 0.87-0.9 respektivisht.

$Al_2O_3$  lëviz midis 1.3-2.2 wt% dhe  $TiO_2$  nga 0.08-0.2 në opx dhe nga 2.5-3 wt% dhe 0.45-0.5 wt% në cpx respektivisht. Plagioklazi i paalteruar përbehet nga  $An_{71-81}$ . Shpineli ka XMg=0.49 dhe Cr#=0.59 duke qenë Cr-shpinelit.

Amfibolet janë fazë sekondare me përbërje të hornblendes paragastitike gjë që tregon për temperature të lartë alterimi.

### 3.3 Gabrot izotropike: struktura dhe kimizmi i mineraleve

Gabrot izotropike kanë shfaqje relativisht të kufizuara. Zhveshjet më të mira dhe më të trasha janë gjetur në Rehovë, disa shfaqje të vogla janë verejtur në jug të Shipkës në zonën e Voskopojës. (fig.5). Në Moravë

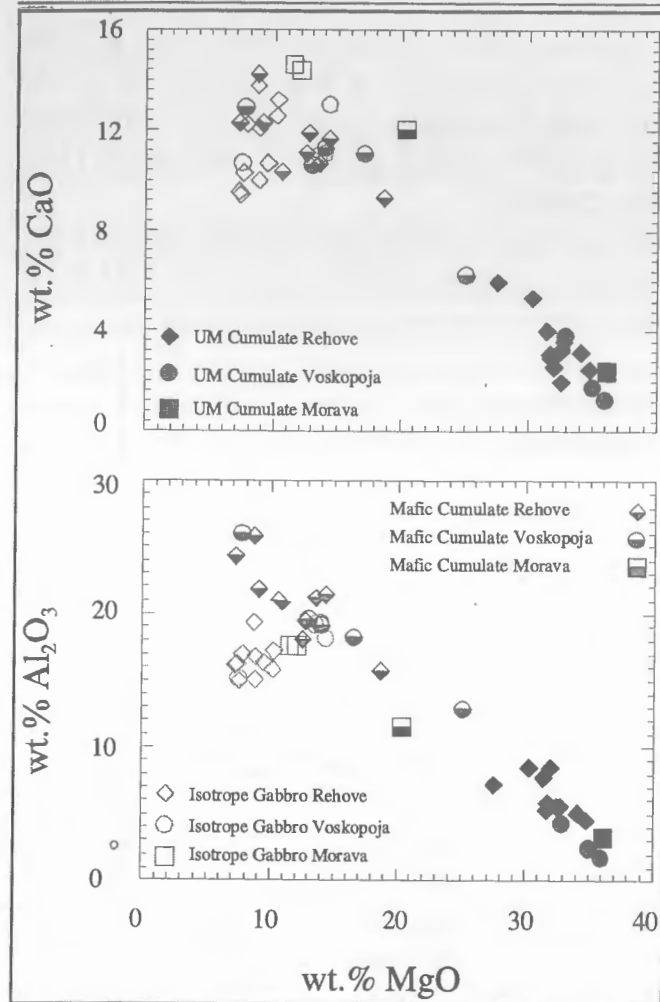


Figura 5. Formacione kumulate  
Figure 5. Cumulatic formations

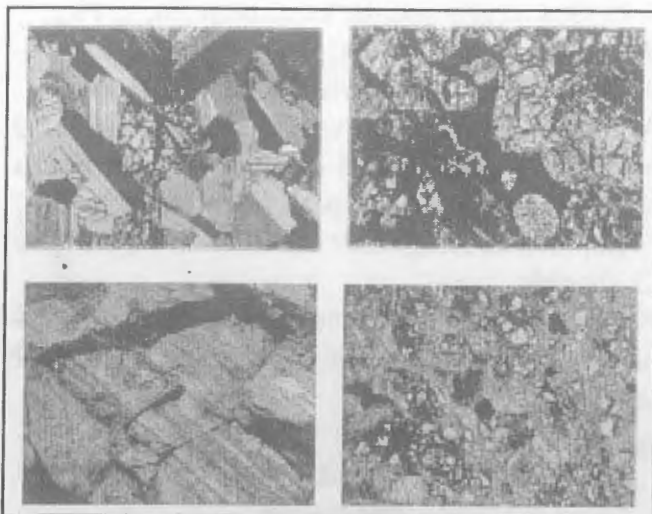


Foto 3. Formacione intruzive  
Foto 3. Intrusive formations

gabrot izotropike duket se mungojnë. Në terma petrografike ato janë gabro me klinopiroksen, plagjioklaz, më së shumti të alteruara në gabro amfibol mbajtëse, por nuk shfaqin shenja deformimi. Në pjesët e sipërme të tyre ato ndërpriten nga dajka bazaltike ose përmbajnë lente të shpërndara bazaltesh (Shipckë). Gabrot izotropike të freskëta janë ekuigranulare me madhësi kokrrizash deri në disa mm. Gabropegmatitet janë të rralla. Klinopiroksenet limitohen në gabrot e paalteruara, në të kundërt ata janë të transformuar komplet në amfibole. Përberja e tyre është diopsidike  $En_{43-46}, Fs_{7-12}, Wo_{44-48}$ . Nganjëherë anët shndërrohen metasomatikisht në diopsid të pastër ( $Wo_{50}$ ). Përberje magmatike përmbajnë  $Al_2O_3$  2.5-3 wt%,  $TiO_2$  0.25-0.4 wt%,  $Na_2O$  0.3-0.37 wt%. Klinopirokseni i pasuruar metasomatikisht pasurohet me  $Al_2O_3$  3-4 wt% dhe varfërohet ekstremisht me  $TiO_2$  dhe  $Na_2O$ . Plagjioklazet janë të zonuar me  $An_{84}$  në qendër (labrador) dhe  $An_{64}$  (bitovnit) pranë anëve. Plagjioklazet alterohen në albit dhe silikate të Ca-Al si prenite dhe ceolite.

Amfibolet ndodhen si produkt i alterimit të cpx. Ata shfaqin një variacion të gjerë nga hornblende magneziale në aktinolite ose tremolite me pak përjashtime që bien në fushat e pargazitit ose tschermarkitit. Normalisht  $X_{Mg}=0.78-0.97$ . Në aktinolit, tremolit dhe hornblende magneziale  $TiO_2$  dhe  $Na_2O$  janë jo më të larta se 1 wt%. Vetëm në tschermarkite dhe pargazite sodiumi është sinjifikativisht më i lartë dhe titani më i ulët.

#### 3.4 Tipet e vullkanikeve bazaltike: strukturat dhe kimizmi i mineraleve

Ekstruzivet bazaltike janë si edhe gabrot izotropike të kufizuara në masivet e Voskopojes dhe Rehovës ku ata formojnë zhveshje të mëdha dhe të vazhdueshme. Mënyra e shfaqjes është e ndryshme; ata mundet rrallë të gjenden si dajka të vetmuara në lercolite (Voskopoje) dhe si fragmente të dajkave paralele. "Massive flows" janë të zakonshme, por pjesa më e madhe e bazalteve ndodhet si brekçie në Rehovë dhe po ashtu në Voskopoje (foto 4).

Madje dhe shfaqjet e dajkave paralele si dhe nje bllok pillow-lavash mund të jenë komponente të mëdha brekçie (olistolite). Brekçiet ndërtohen nga material klastik pa ose me pak matriks. Klastet nga ana e tyre përbëhen nga material bazaltik. Komponentet kanë përmasa nga disa mm në disa dm. Bllloqe me përmasa të metrave, dekametrave e deri hektometrave janë të mundshëm. Klastet janë kryesisht këndore dhe rrallë të

rrumbullakosur. Brekçiet mund të jenë monomikte dhe polimikte. Të parat përmbajnë vetëm klaste bazalti, të dytat përmbajnë edhe komponent minor gabroik dhe radiolarite. Duket se sasia e klasteve të gabrove zakonisht rritet nga poshtë-lart brekçieve.

Bazaltet shfaqin një varietet strukturash. Shumë nga bazaltet janë holokristaline me një shumicë bazaltesh relativisht kokërrtrashë (afërsisht me madhësi kokrrize 1 mm). Rreth 80-85% e bazalteve përmbajnë fenokristale, të tjerët janë afirik. Si bashkëshoqerim fenokristal në kemi identifikuar: plagjioklaz si fenokristal i vetëm (pjesa më e madhe), plagjioklaz+klinopiroksen dhe rrallë vetëm olivinë dhe olivinë+plagjioklaz respektivisht (jo më shumë se 10%). Strukturat minerale përfshijnë ato të tipeve ofitike, subofitike, intersertale dhe intergranulare. Xhama janë gjetur vetëm si komponent në brekçiet. Pillow-lavat e investiguara në Rehovë shfaqin "quench textures" për klinopiroksenin. Pak të dhena për olivinën ekzistojnë sepse olivina është mineral i rrallë si fenokristal ose në matriks dhe olivinat ekzistuese janë kryesisht të alteruara. Përmbajtja e Fo në olivinë është 0.86. Inkluzione kromiti në olivinë janë të zakonshme.

Klinopiroksenet shfaqin një variacion të gjerë në fushën e augitit. Ato janë shpesh të zonuar me qendër të pasur me Mg dhe anë të pasura me Fe. Përbërësi vullkanit lëviz midis 32-49, ai enstatit midis 30-56 dhe përbërësi ferrosilit nga 8-35. Përmbajtja e  $Al_2O_3$  varion nga 0.5-4.5, e  $TiO_2$  nga 0.4-1.6 dhe  $Na_2O=0.2-0.4$ .

Plagjioklazi është magmatikisht i zonuar me qendër  $An_{94}$  dhe ane  $An_{40}$ . Përbërje më sodike deri në albit janë produkte alterimi.

Amfibolet kanë gjithashtu një diapazon të gjerë përberjeje, duke përfshirë tschermarkite, hornblende

mangeziale dhe aktinolite.  $X_{Mg}$  varion nga 0.5 në 0.95. Shumica e amfiboleve janë formuar si produkte alterimi të cpx, duke qenë në disa raste i vetmi Fe-Mg silikat në bazaltet.

Shpineli është i ngjashëm me atë në lercolite, por i ndryshëm në Cr# dhe Mg# nga shpineli magmatik i gjetur në kumulatet mafike dhe ultramafike.

Mineralet sekondare janë kloriti, serpentiniti, titaniti, Ca-Al silikatet si preniti dhe ceolite të ndryshëm.

## 4. Gjeokimia

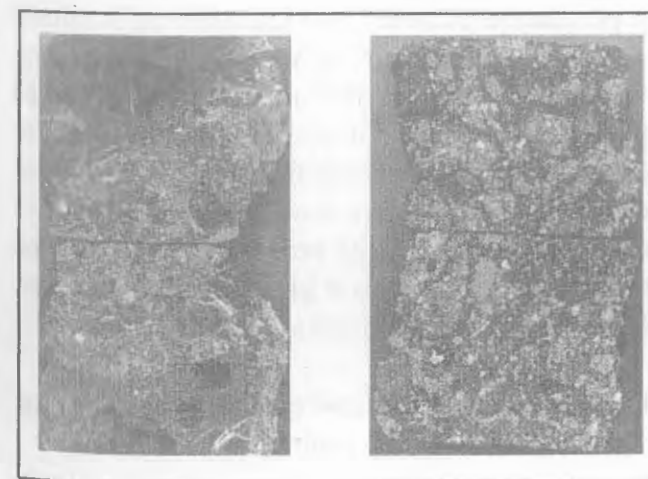
### 4.1 Përshkrim i përgjithshëm

Ultramafikët:

Kimikisht lercolitet përmbajnë MgO 33-40 wt%,  $Al_2O_3$  2-3.2 wt% dhe CaO 1.5-3 wt%. Ky i fundit shkon drejt zeros me rritjen e serpentinizimit. Ky është kryesisht rasti i lercoliteve të Rehovës.  $X_{Mg}$  është midis 0.89-0.91. Në lercolitet e serpentinizuar të Rehovës zbrit në 0.875. Zakonisht përmbajtja e Ni varion midis 1700-2200 ppm; në Rehovë arrin deri në 2600 ppm. Cr varion nga 2200-2700 ppm dhe vetëm në disa kampionë arrin deri 4000 ppm. Harcburgitet janë më të serpentinizuar në krahasim me lercolitet. Në akordancë përmbajtja e MgO në to ka diapazon të gjerë 32-43 wt%. Ekziston një korrelacion i qartë negativ me LOI (Loss on ignition). Përmbajtja e  $Al_2O_3$  varion midis 0.4-1.8 wt% dhe CaO 0.2-1 wt%. Koncentrimi i Ni është më i lartë se në lercolitet 2100-2500 ppm ndërsa Cr varion nga 2000 në 2700 ppm. Dunitet në Voskopoje janë totalisht të serpentinizuar me vlera shumë të ulta  $Al_2O_3$  dhe CaO.

Ultramafiket dhe gabrot e shtratifikuar:

Ultramafiket dhe gabrot e shtratifikuar përfshijnë verlite, troktolite, melagabro, gabro olivinike dhe gabronorite. Verlitet përmbajnë 35-42 wt%  $SiO_2$ , gabrot shkojnë deri në  $SiO_2$  51 wt%. MgO varion nga 7-25 wt% në gabrot dhe nga 27-38 wt% në verlitet.  $Al_2O_3$  është i ulët në ultramafiket kumulate të Voskopojes dhe Moravës 2-3 wt% dhe më i lartë në ata të Rehovës 4-9 wt%. Në gabrot ka një diapazon më të gjerë nga 11-27 wt%. CaO shpërndahet në një mënyrë të ngjashme nga 1-6 wt% në verlitet dhe nga 9-15 wt% në gabrot.  $TiO_2$  varion nga 0.1-0.4 wt% pa ndonjë shpërndarje sinjifikante ndërmjet gabrove dhe ultramafikëve. Ka një korrelacion pozitiv të qartë të Ni dhe Cr me 1400-2400 ppm Ni dhe 1800-3500 Cr në ultramafiket, ku pjesa vs



Brekçie Monomikte  
Monomitic breccia

Foto 4.  
Brekçie Polimikte  
Polymitic breccia

më e madhe e variacionit i takon Rehovës. Në gabrot Ni varion nga 150-1100 ppm dhe Cr nga 100-1400 ppm. Elementet inkompatibël gjurmë janë zakonisht shumë të ulët deri deri të ulët. Forma e REE per verlitet e Rehovës tregon një varfërim të fortë në REE të lehtë dhe një shpërndarje të rrafshët të REE të rëndë; një gabro ka një formë të zakonshme të rrafshët me një anomali të fortë pozitive të Eu, e cila ka më shumë të

46-51 wt%. Vlerat e larta të MgO nga 7-13 wt% dëshmojnë per natyrën e tyre relativisht primitive; CaO është vërejtur të jetë në të njëjtin diapazon.  $TiO_2$  lëviz nga 0.7-1.6 wt%, vetëm në disa brekcie është vërejtur me vlera 2.9 wt%. Me  $TiO_2$  të lartë bashkëshoqerohet gjithashtu FeO-tot i lartë, si dhe vlera të larta elementesh inkompatibel si Zr, Y, Nb, V dhe vlera të ulta Cr dhe Ni. Pjesa më e madhe e bazalteve ka Cr ndërmjet 200-450

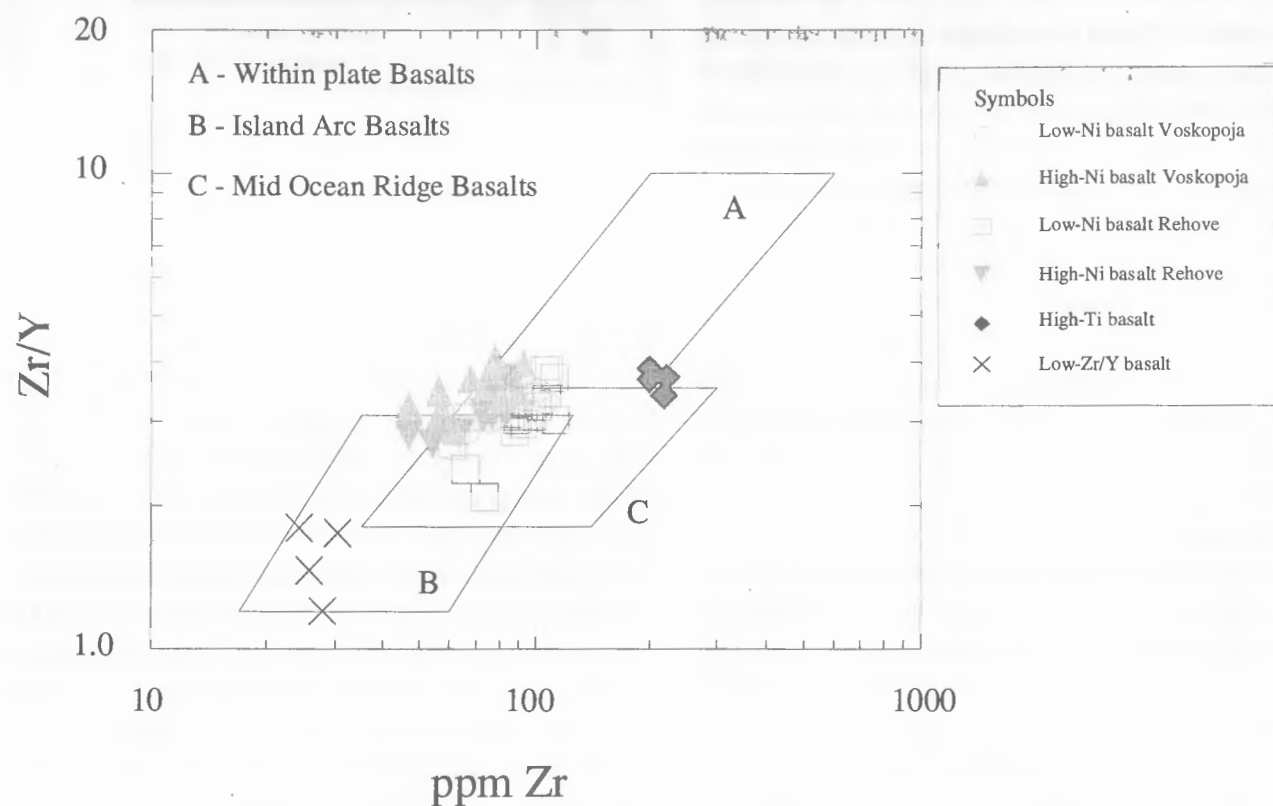


Figura 6. Diagrama Zr/Y vs Zr  
Figure 6: Zr/Y vs Zr diagraph

ngjarë të lidhet me efektet e alterimit sic është rodingitizimi.

**Gabrot isotropike:** Pjesa më e madhe e gabrove izotropike të analizuar janë të Rehovës. Atë shfaqin një variacion të vogël përbërjeje me  $SiO_2$  midis 48-51 wt% dhe MgO nga 7-11 wt%. CaO është e lartë nga 9-14 wt% dhe po ashtu  $Al_2O_3$  nga 15-20 wt%.  $TiO_2$  lëviz nga 0.3 në 1.8 wt%. Ni dhe Cr variojnë nga 100 në 400 ppm dhe 100-1250 ppm respektivisht. Y dhe Zr janë pozitivisht të korreluar me vlera po aq të larta sa në përbërjet tipike MORB. Forma e REE është 10-20 herë e pasuruar me varfërim të tokave të rralla të lehta (LREE). Vërehet një anomali e dobët pozitive e Eu.

**Tipet e vullkanikeve bazaltike:** Vullkaniket e analizuar janë ekskluzivisht bazalte. Me përjashtim të llojeve shumë të alteruara me  $SiO_2$  shumë të ulët ( $SiO_2 < 45$  wt%), përbajtja e tyre e oksidit të silicit varion ndërmjet

ppm dhe Ni ndërmjet 50-300 ppm. Bazaltet e Voskopojes shfaqin zakonisht vlera më të larta Ni për një përbajtje të dhënë Cr, në krahasim me bazaltet e Rehovës. Përbajtja e Y, Zr, V është e krahasueshme me atë të gabrove izotropike, me vlera të ulta rreth 20 ppm Zr, Y 15 ppm, V 130 ppm. Vlerat e larta janë të afërta me MORB-in tipik (fig. 6, 7). Forma e REE është konkave për lart (concave upwards) me një pasurim të përgjithshëm prej 12-25 herë hondritin. Ata janë zakonisht me toka të rralla të lehta (LREE) të varfëruar. Nuk janë të dukshme anomali sinjifikative të Eu.

#### 4.2 Klasifikimi i bazalteve me diagramat klasike të diskriminimit

Bazuar në përbërjen e tyre kimike vullkanitet mund të klasifikohen në diagrama të ndryshme duke përdorur elementet maxhore dhe gjurmë po ashtu (TAS,  $Zr/TiO_2$

$SiO_2$ , Nb/Y vs  $Zr/TiO_2$  Winchester & Floyd 1977) në mënyrë unanime si bazalte. Andezite apo përbërje me acide nuk u gjetën. Kjo përbërje e ngushtë e vullkanikeve duket të jete tipike për brezin perëndimor të ofioliteve sic është raportuar nga (Beccaluva etj. 1994; Bortolotti etj. 1996). Në diagramat klasike të diskriminimit kimik si ajo trekëndëshe Ti-Zr-Y apo diagrama V-Ti bazaltet vendosen në fushat e MORB dhe bazalteve të harqeve vullkanike në të parën dhe në fushën e OFB në të dytën (fig. 6). Raporti Ti/V varion konsiderueshëm midis 20-50 duke zënë një hapësirë të plotë nga kufiri i bazalteve të harqeve, në fushën e MORB-it tipik, te kufiri i kësaj fushe me bazaltet brenda pllakës (intraplate basalts). Në diagramen  $Zr/Y$  vs  $Zr$  mund të shikohen disa karakteristika. Pjesa më e madhe e analizave bien në zonën e mbivendosjes së IAT dhe MORB, ku bazaltet nga Voskopoja shfaqin një tendencë për një raport  $Zr/Y$  pak më të lartë për të njëjtin Zr. Megjithatë është një grup i vogël provash me raport shumë të vogël  $Zr/Y$  (<2) me karakteristike të qartë të harkut vullkanik dhe një grup i tretë me  $Zr/Y$  relativisht të lartë (rreth 4) dhe vlera të larta Zr (200 ppm) (tab. 1)

Diagrama Ti/Cr vs Ni (Beccaluva etj. 1983) (fig. 7) paraqet interes. Ajo tregon se grupi me Ni të ulët plotohet pranë kufirit të MORB dhe IAT, ndërsa grupet me Ti dhe Zr të lartë plotohen siç pritet në fushën MORB

në vlerat e larta të raportit Ti/Cr. Prej përbajtjes së lartë të Ni të dy grupet e tjera gjenden gjithashtu në fushën MORB. Te dy grupet, në veçanti grupi me Ti dhe Zr të ulët duhet të kishin vlera më të ulta Ni që të plotoheshin në fushën IAT dhe kjo për bazalte me  $TiO_2$  shumë të ulët.

Raporti i Ni vs MgO nxjerr në dukje një tipar tjetër të bazalteve të pavërejtur deri tani në ofiolitet e Shqipërisë (të Mesdheut Lindor). Vërehen dy prirje sinjifikative, të cilat mbulojnë të njëjtin diapazon të përbajtjes së MgO ndërmjet 6 dhe 12 wt%. Njëra prirje tregon një pasurim të fortë me Ni (ndërsa MgO rritet) deri në 400 ppm, tjetra vetëm një pasurim të dobët deri në 120 ppm. Këto prirje janë më të dukshme me Ni por mund të vërehen gjithashtu edhe me elemente të tjerë kompatibel ose inkompatibel.

Nga elementet maxhore CaO është qartësisht më i lartë,  $Al_2O_3$  ka tendence drejt vlerave më të larta, ndërsa  $TiO_2$  dhe  $P_2O_5$  janë definitivisht më të ulët në prirjen me Ni të lartë. Elementet kompatibël gjurmë Cr dhe Co janë të pakten dicka më të lartë, ndërsa shumë elemente të tjerë gjurmë në veçanti Y, Sc, V janë dukshëm më të ulët.

Duke i kombinuar me shpërndarjen e bazalteve në diagramen Zr vs  $Zr/Y$  (fig. 6) diferencohen katër grupe magmatike të ndryshme:

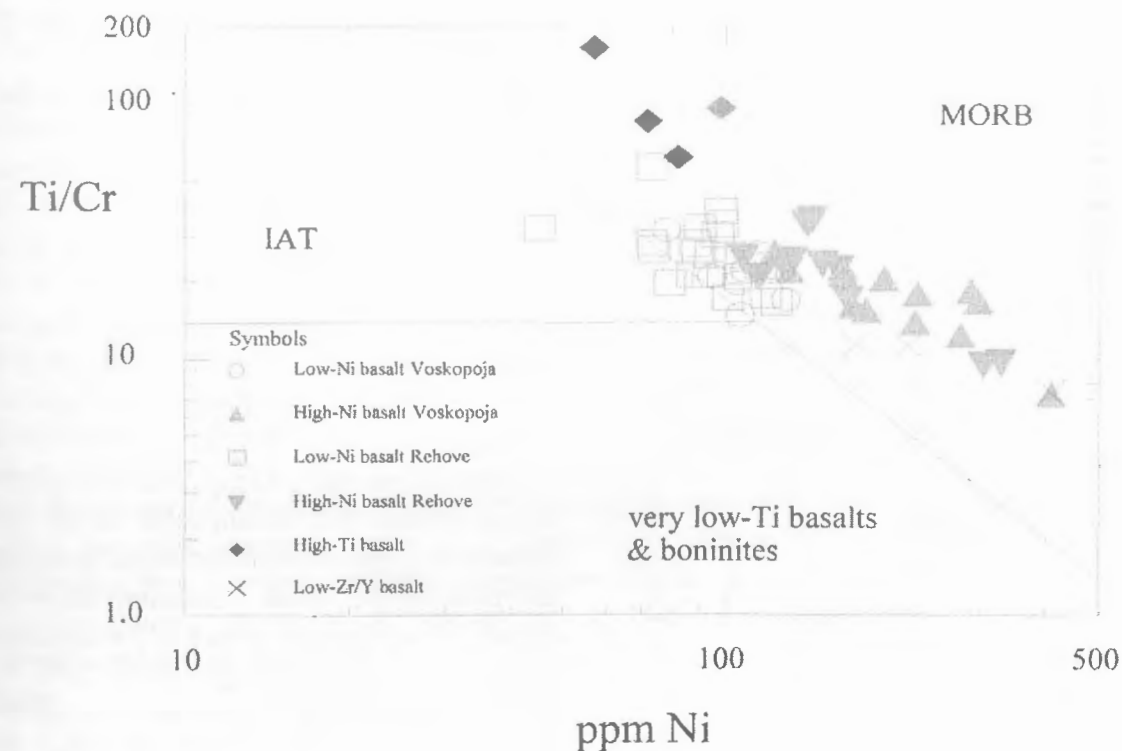


Figura 7. Diagrama Ti/Cr vs Ni (Beccaluva etj. 1983)  
Figure 7. Ti/Cr vs Ni diagraph (Beccaluva et. al. 1983)

grup bazaltesh me Ni të lartë (me Ti, Zr mesatar deri të lartë)

grup bazaltesh me Ni të ulët (me Ti, Zr mesatar deri të lartë)

grup bazaltesh me Ti dhe Zr të lartë (me Ni të ulët)

grup bazaltesh me Ti dhe Zr të ulët (me Ni të lartë)

Grupi i dytë krahasohet më së miri me bazaltet intermediate me Ti të lartë deri të ulët të pjesës veriore të brezit ofiolitik perëndimor (Bortolotti etj. 1996). Përmbajtja e tyre e Ti, Cr, Ni, Zr, Y është në një diapazon të ngjashëm, vetëm koncentrimi i V është konsiderueshëm më i ulët në bazaltet e Voskopojës. Duke lënë mënjanë Ni e lartë dhe Cr lehtësisht më të lartë dhe disa përmbajtje të

Prova t	Al1012/96	A99/079	Alb10/98	Alb13/98	A99/026	A00/186	Alb3/98	A99/058	A99/096	Alb11/98
Grupi	Ni - Ulet				Ni - Lart				Ti-Lart	Zr-Ulet
Masiv et	Voskopoja				Rehovë				Voskopoja	Rehovë
SiO <sub>2</sub>	49.59	48.78	46.82	40.92	50.47	45.21	47.97	47.06	43.88	47.95
TiO <sub>2</sub>	1.44	1.28	1.10	1.19	1.26	0.85	0.96	0.92	2.63	0.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.30	16.40	16.11	12.23	15.04	14.69	16.33	15.79	12.56	17.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	9.94	9.19	10.07	8.22	9.39	8.57	8.80	9.01	13.50	8.29
MnO	0.18	0.15	0.11	0.17	0.17	0.14	0.14	0.16	0.17	0.13
MgO	7.60	8.25	11.10	5.94	8.34	12.84	9.49	11.27	5.24	9.17
CaO	10.06	9.12	5.35	16.50	9.40	12.57	10.69	10.04	7.74	12.17
Na <sub>2</sub> O	3.88	3.36	3.70	3.84	3.42	1.75	2.40	2.61	4.05	2.14
K <sub>2</sub> O	0.20	0.78	0.51	0.16	0.63	0.05	0.33	0.36	0.11	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.12	0.10	0.09	0.12	0.06	0.08	0.07	0.27	0.05
LOI	1.59	3.21	4.75	10.31	2.59	3.72	2.55	3.12	8.71	1.44
Total	99.91	100.64	99.74	99.58	100.83	100.45	99.74	100.40	98.86	99.92
Nb	1	2		1	2	2	0.3	1	4.5	0.2
Zr	101	87	66	65	82	61	54	47	197	26
Y	29	24	22	27	24	22	20	17	51	18
Sr	196	340	243	119	237	136	125	158	79	53
Rb	0	8			6	3		3	1	
Ga	16	18	12	12	16	9	13	14	21	13
Zn	68	78	62	65	59	69	38	72	122	51
Cu	58	68	1	37	88	62	55	93	52	61
Ni	78	116	107	45	132	407	169	327	99	175
Co	36	43			44	49		49	58	
Sc	41	23	36	37	32	21	35	26	38	35
Cr	272	297	319	222	338	701	339	580	167	422
V	260	206	204	209	207	156	183	164	429	181
Ba	4	11	49		27	22	10	37		5
La			1.890	1.471	2.855		1.542			0.576
Ce			6.642	5.752	9.000		5.409			2.292
Pr			1.216	1.152	1.613		1.014			0.502
Nd			6.875	7.151	9.059		5.813			3.429
Sm			2.438	2.758	3.164		2.078			1.660
Eu			0.943	1.110	1.157		0.859			0.697
Gd			3.458	3.971	4.386		2.755			2.808
Tb			0.633	0.724	0.776		0.506			0.532
Dy			4.195	4.843	5.146		3.381			3.596
Ho			0.913	1.041	1.101		0.724			0.762
Er			2.724	3.110	3.232		2.134			2.288
Tm			0.392	0.442	0.456		0.304			0.322
Yb			2.602	2.906	2.872		1.938			2.079
Lu			0.409	0.470	0.434		0.307			0.325
Th			0.11	0.04	0.15		0.05			0.02

Tabela 1. Analizat e disa provave shkembore te masiveve ofiolitike te Voskopojës dhe Rehovës  
Table 1. Analysis of some handstocks in the ophiolitic massifs of Voskopoja and Rehova

tjera të cilat janë lehtësisht më të ulta, i njëjti krahasim mund të bëhet për grupin (1). Grupi (3) ka ngjashmësi me ofiolitet me Ti-të lartë (Bortolotti etj. 1996), megjithatë ka diferenca: Fe, Ti, Zr dhe Y janë sinjifikativisht më të larta, MgO dhe CaO (?) janë më të ulta. Grupi (4) krahasohet më së miri me ofiolitet me Ti-të ulët. Përveç përmbajtjes së tyre të lartë të Ni, koncentrimet e tyre të V janë më të ulta. Elemente të tjera gjurmë dhe maxhore janë mirë të krahasueshëm. Ndërmjet grupit (1) dhe (2) Ni është i vetmi element me diference sinjifikative, sidoqë në grupin me Ni të lartë ka një tendencë të lehte për Cr dhe Co më të lartë dhe përmbajtje Ti, Zr, Y, Sc dhe V më të ulta. Elemente maxhore me perjashtim të MgO janë pak a shumë të pandryshuar. Përveç mineraleve xeherore Ni-mbajtës, si për shembull pentlanditi, për ekzistencën e të cilëve nuk u gjet evidence mineralogjike, vetëm olivina e pasur me Ni mund të jetë përgjegjëse për përmbajtje të lartë të Ni. Megjithë rrallësi absolute të ndodhjes së olivinës në bazalte, pseudomorfë sipas olivinës janë të zakonshëm në grupin me Ni të lartë. Ata janë agregatë të rrumbullakosur serpentiniti dhe kloriti, në të cilët janë vërejtur Cr-shpinele. Sasia e pseudomorfëve nuk kalon 10% të përbërjes modale totale. Kjo indikon se olivina duhet të ketë qenë e pasur me NiO që të shtojë deri në 300 ppm Ni mesatares së Ni (60-120 ppm) në grupin me Ni të ulët. Ndërsa krahasimi i përmbajtjeve të Ni të olivinës së tektoiteve mantelike dhe olivinës magmatike të kumulateve tregon se përmbajtja e Ni është sinjifikativisht më e lartë në të parën, analiza mikrosondit të Cr-shpinelave në pseudomorfët e olivinës tregojnë se përbërja e shpineleve i përngjet atyre të shpineleve mantelike me XMg të lartë (0.66-0.71) dhe Cr relativisht të ulët (0.35-0.55) krahasuar sërish me shpinelet magmatike të kumulateve. Të dy linjat e evidencës, përmbajtja e lartë e menduar e Ni në olivinën e parë dhe XMg e lartë në shpinelet indikojnë një origjin mantelike të olivinës dhe shpineleve rast në të cilin ato janë ksenokristale në bazaltet me Ni të lartë dhe jo fenokristale të precipitimit magmatik. Koncentrimi i ulët i shumë elementeve inkompatibël me olivinën dhe shpinelin në grupin me Ni të lartë mund të shpjegohet si efekt dilucioni për shkak të pasurimit me olivinë dhe shpinel. Si konsekuencë, grupi më Ni të ulët dhe të lartë kanë patur fillimisht të njëjtën përbërje dhe ka shumë të ngjarë të njëjtën origjinë magmatike. E vetmja diferencë është se grupi me Ni të lartë ka marrë me vetë ksenokristale nga manteli gjatë ngjitjes drejt sipërfaqes ndërsa grupi me Ni të ulët jo.

#### 4.3 Lidhja gjenetike e bazalteve me gabrot dhe ultramafikët

Grupet me Ni të lartë dhe të ulët zenë pjesën më të madhe të bazalteve dhe brekçieve bazaltike në zonat e Rehovës dhe Voskopojës. Duke lënë mënjanë diferencat në përmbajtjen e nikelit dhe efektet e mundëshme të dilucionit në grupin me Ni të lartë, ka variacione të tjera të ngjashme për të dy grupet e bazalteve. Keto janë: një trend pasurimi me Fe i shprehur edhe si XMg, disa variacione në raportet Zr/Y, Ti/V dhe Ti/Zr, dhe gjithashtu si variacion në koncentrimin e përgjithshëm të tokave të rralla (REE) me një faktor 1.5-2. Megjithatë XMg është shumë e lartë dhe varion lehtësisht midis 0.74-0.86. Për të vlerësuar më mirë rolin e fraksionimit apo akumulimit duket e këshillueshme të kthehemi prapa tek elementet maxhore dhe tiparet petrografike. Diagrama e variacionit MgO vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> hedh dritë mbi situatën. Grupi me Ni të lartë shfaq një trend dual. Pjesa më e madhe e analizave korrelohet pozitivisht, një grup i vogël ka korrelacion negativ. Sic u diskutua më sipër marrja e ksenokristaleve të olivinës dhe në një sasi shumë të vogël të shpinelit nga shkrirja bazaltike origjinale do të rrisë MgO dhe Ni në shkëmb. Në të njëjtën kohë Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> rritet me MgO duke sugjeruar një kumulim të plagjioklazit. Ky supozim vërtetohet nga prezenca e plagjioklazit si fazë fenokristale në më shumë se 50% të bazalteve të investiguara. Ky mekanizëm mund të shpjegojë korrelacionin pozitiv të MgO dhe Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Për grupin e vogël me korrelacion negativ për MgO relativisht të lartë një fraksionim plagjioklazi i bazalteve të evoluar ose me më shumë mundësi një "marrje me vete" e avancuar e olivinës (nga magma) gjë që është konsistente me përmbajtjen e Ni të këtyre shkëmbinjve. Ky model evolucionit spjegon gjithashtu variacionin tepër të kufizuar të raportit Ti/V në këtë grup, përderisa as marrja e olivinës dhe as kumulimi i plagjioklazit nuk e ndryshojnë këtë raport efektivisht. Variacioni i koncentrimin të Zr në diagramen Zr/Y vs Zr interpretohet në të njëjtën mënyrë. Raporti Zr/Y nuk influencohet nga të dy proceset por në vlera absolute përmbajtjet e Zr dhe Y janë ulur. Variacioni i raportit Zr/Y mund të atribohet shkallës së ndryshme të shkrirjes së pjesëshme të burimit fillestar mantelior. Kështu provat me përmbajtjet relativisht më të lartë të Zr në një raport konstant Zr/Y, supozohet të jenë me primitivet, ndërsa të tjerat kanë pësuar një varfërim me këto elemente si Zr, Y, Ti etj., inkompatibël me fazat kumulative. Elementë të tjerë si dhe deri në një farë shkalle Co dhe Cr si dhe Sr janë relativisht të pasuruar.

Duke filluar me një koncentrim MgO rreth 8 wt% magma primare evoloi kryesisht nga kumulimi i mineraleve qoftë si ksenokristale ose si fenokristale por pak (nese po) nga fraksionimi. Në një mënyrë të ngjashme variacioni i përgjithshëm i tokave të rralla mund të shpjegohet si efekt dilucioni nga kumulimi sesa nga fraksionimi.

Roli i fraksionimit ose akumulimit është shumë më i vështirë të vlerësohet në grupin me Ni të ulët. Në diagramën MgO vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, diapazoni i koncentrimin të oksideve është afërsisht i njëjtë me grupin me Ni të lartë por nuk ka variacion sistematik të dukshëm. Aludime të mundëshme mund të vijnë nga petrografia, diagrama Ti vs V dhe spajderdiagrama. Grupi me Ni të ulët përmban edhe disa fenokristale plagjioklazi, pjesërisht të kombinuar me klinopiroksen. Në anën tjetër gjithë provat e klasifikuara si afirike vijnë nga grupi me Ni të ulët. Kjo indikon se procese fraksionimi ashtu si dhe procese kumulative operojnë brenda këtij grupi. Diagrama Ti vs V shfaq një variacion të gjerë të raportit Ti/V, që lëviz në rreth 25-45. Kjo duhet të jetë për shkak të rolit të klinopiroksenit si fazë fraksionuese ose kumulative, sepse cpx ka koeficient shpërndarje të lartë të V krahasuar me fazat e tjera. Spajderdiagrami përkates shfaq disa analiza me pasurim në Sr dhe të tjera me varfërim. Duke mos konsideruar mobilitetin e mundshëm të Sr gjatë alterimit, ky tipar mund të reflektojë respektivisht akumulim ose fraksionim të plagjioklazit. Kombinimi me elemente të tjera inkompatibël me plagjioklazin si Zr, Ti, C etj., e mbështet këtë mendim. Vlera të larta të Sr shoqërohen me një varfërim relativ të elementeve të tjerë dhe vice versa. Kumulimi i cpx mund të indikohet nga disa varfërimet të forta jo të zakonshme të tokave të rralla të lehta, kombinuar me disa pasurime relative në Cr. Si edhe të grupit me Ni të lartë variacioni në raportin Zr/Y (Fig.6) siç tregohet në diagramin Zr vs Zr/Y është probablisht i shkaktuar nga shkalla e ndryshme e shkrirjes së pjesëshme të mantelit që ka shërbyer si burim, por gjithashtu edhe si rezultat nga kumulimi i mundshëm i cpx.

Variacioni i Zr mund të shpjegohet nga kumulimi (varfërimi) apo fraksionimi (pasurimi) i plagjioklazit. Duke përmbledhur në kontrast me grupin me Ni të lartë variabiliteti i elementeve në grupin me Ni të ulët është më shumë i kontrolluar nga kumulimi dhe fraksionimi i plagjioklazit dhe/ose klinopiroksenit. Në të dy grupet të paktën një pjesë e variacionit të raportit Zr/Y është rrjedhojë e shkallës së ndryshme të shkrirjes. Grupet me Ni të lartë dhe të ulët përfaqësojnë më shumë probabilitet të njëjtin burim. Ata nuk fraksionojnë e gabro

substancialisht. Kjo mund të konkludohet prej vlerës së lartë të XMg së pari dhe së dyti për shkak të faktit se bazaltet me Ni të lartë kanë akoma ksenokristale olivinë+shpinel. Ato duhet të kishin humbur në një fraksionim intensiv.

Vlerat e ulta të Ti, Zr dhe tokave të rralla të lehta (Fig.6.) të magmave me Zr të ulët argumentojnë për një shkrim të pjesëshme të një shkalle më të lartë dhe një burim mantelor më të varfëruar për gjenerimin e tyre. Ndryshe nga tipet e tjera të magmave ato nuk përfaqësojnë një përbërje MORB, por janë më shumë të ngjashme me bazaltet e harqeve ishullore. Megjithatë ne nuk vërejmë ndonjë produkt të mëtejshëm fraksionimi, si andezite apo riolite, vullkanikë këta të zakonshëm në brezin lindor të Shqipërisë veriore dhe në ofiolitet e Pindosit.

Vetëm paraardhësit e mundshëm të magmave me Ti të lartë janë të aftë të fraksionojnë olivinë dhe plagjioklaz në masë të madhe. Ky proces mund të gjenerojë sasi të relativisht të mëdha të ultramafikeve të stratifikuar dhe kumulateve mafike që variojnë nga dunite plagjioklaz mbajtëse në troktolite deri gabro olivinike. Koncentrimi i madh në bazaltet me Ti të lartë i Ti, Zr ose Y, kombinuar me vlera më të ulta të XMg indikon një proces fraksionimi të olivinës dhe plagjioklazit. Megjithatë nuk është akoma e qartë, nëse bazaltet me Ti të lartë në një anë dhe sekuenca e stratifikuar në anën tjetër kanë të njëjtën moshë relative.

Shkalla e ulët e fraksionimit (nëse ka fraksionim) siç dëshmohej nga shpërndarja e elementeve (gjurmë) në bazaltet ngre disa pyetje për lidhjen midis sekuencës plutonike dhe bazalteve.

E para përmbledh gabro izotropike me pl+cpx, kumulate mafike dhe kumulate ultramafike. Kumulatet janë të përbërë kryesisht nga plagjioklazi dhe olivina duke formuar dhe përzjerje përbërjesh të ndryshme të këtyre dy mineraleve, ku kumulatet mafike qëndrojnë në anën me Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dhe CaO të lartë e MgO të ulët dhe ultramafikët në anën me MgO të lartë dhe Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dhe CaO të ulët. Kështu ata kanë qenë formuar kryesisht nga kumulimi i plagjioklazit dhe olivinës. Siç është diskutuar më në detaj më sipër shkrimet bazaltike ku janë marrë prova nuk shfaqin shenja fraksionimi substancial. Mund të ketë plagjioklaz dhe klinopiroksen të fraksionuar nga shkrimja primare por jo olivinë. Kjo përjashton gjenerimin e kumulateve nga shkrimja bazaltike që ka formuar seksionin ekstruziv.

Gabrot izotropike në anën tjetër mbulojnë një diapazon të ngjashëm me bazaltet në mineralogjinë dhe përbërjen e tyre kimike. Kjo është e vërtetë për elementet maxhore si dhe për elementet gjurmë. Tokat e rralla (REE) për

gabrot izotropike kanë të njëjtën formë dhe diapazon përbërjeje si bazaltet. Kjo sugjeron se gabrot janë esencialisht shkrimje bazaltike gati të pamodifikuara nga minerale kumulate, të cilët nuk u ekstraduan por u intruduan në sekuencën kumulate preekzistente.

### 5. Korrelimi me ofiolitet fqinjë

Të dy brezat e ofioliteve shqiptare vazhdojnë në të dy drejtimet, drejt veriut në Dinaridet dhe në Helenidet në jug. Në keta të fundit ofioliti i Pindosit është vazhdim i qartë i brezit perëndimor, ndërsa ofioliti i Vourinosit i ngjan brezit lindor. Në veri brezi lindor vazhdon në Kosovë dhe brezi perëndimor në Bosnjë e deri në Kroaci. Për fat të keq gjendja e njohshmërisë dhe "data base"-i petrologjik dhe gjeokimik për të gjithë shtrirjen e ofioliteve janë të paplotë.

Megjithatë disa krahasime mund të bëhen. Më poshtë do të fokusohemi në ofiolitet e Bosnjës, në brezin lindor dhe perëndimor të Shqipërisë dhe në të dhena nga ofiolitet e Pindosit dhe Vourinosit.

Në sektorin Bosnjë-Kroaci tektonitet ultramafike përbëhen në mënyrë predominante nga lercolite me disa harburgite. Tektonitet mantelike ndërpriten lokalisht nga damare dhe dajka gabropegmatiti. Kumulatet ultramafike janë lercolite dhe dunite, gabro kumulate, troktolite, gabro olivinike dhe anortozite. Pjesa e sipërme e sekuencës ofiolitike konsiston në gabro me cpx+pl, diabaze, dolerite dhe bazalte. Nga ana gjeokimike diabetet dhe bazaltet shfaqin zakonisht një gjeokimik tipike MORB. Disa nga bazaltet janë të pasuruar me REE të lehta mbi REE të rënda duke shfaqur një tendencë drejt tipit MORB të pasuruar. Megjithatë, ka disa bazalte me zirkon, titan të ulët dhe REE të lehta të ulta duke indikuar mundësinë e ndodhjes së bazalteve me tiparë të zonave të suprasubduksionit.

Brezi perëndimor në veri të Shqipërisë (Beccaluva etj., 1994; Bortolotti etj., 1996) përbëhet nga lercolite, dunite, troktolite, gabro me Ti të lartë dhe pillow-lava dhe llava masive me Ti të lartë. Bazaltet karakterizohen gjithashtu nga plagjioklazi dhe klinopirokseni me olivinë shumë të rrallë. Nga ana gjeokimike bazaltet janë ndarë në grupin me Ti të lartë dhe grupin intermediar me Ti të ulët deri të lartë.

Më në jug ofioliti i Pindosit përbëhet nga një strukturë shumë komplekse. Pjesa më e thellë (kompleksi Tramala), përbëhet nga harburgite të serpentinizuar, duke përfshirë disa dunite, piroksenite dhe kumulate ultramafike. Kompleksi Aspropotamos përmban jo vetëm litologji kumulate si dunite, anortozite, troktolite

por gjithashtu pillow-lava, llava masive, brekcie bazaltike dhe hialoklastite me një sekuencë ndërprerëse dajkash intruzive. Nga ana gjeokimike ato përmbledhin gjeokimi të toleiteve të tipit MORB dhe të harqeve ishullore (Johns & Robertson 1991; Jones etj. 1991).

Kimia e llavave dhe e dajkave është shumë variabile dhe shkon në përbërje nga bazaltike në andezitike e riolitike. Dajka boninitesh janë prezente.

Në ndryshim nga brezi perëndimor, në brezin lindor të Shqipërisë së Veriut dhe në Vourinos dominojnë shkëmbinjtë mantelike harburgitike. Kumulatet ultramafike përmbledhin dunite, verlite, klinopiroksenite; kumulate mafike shkojnë nga gabronorite në gabro olivinite e leukodiorite. Në të dy zonat ekstruzivet kanë një diapazon të gjërë përbërjeje nga bazalte në andezite e riolite. Në përputhje me këtë gjeokimia e tyre lëviz nga SiO<sub>2</sub> 48-75 wt%, me përmbajtje përgjithësisht të ulët të Ti (<1 wt%). Gjeokimia e elementeve gjurmë tregon një varfërim në shumë elemente inkompatibel si titani, zirkoni dhe itriumi, duke indikuar kështu një ambjent të një zone sipërsubduksioni për bazaltet.

### 6. Diskutim

Rezultatet tona në ofiolitet juglindore të Shqipërisë mbështesin pikpamjen e Bebien etj. (1998; 2000). Bazaltet janë në mënyrë predominante të krahasueshëm me bazaltet intermediate me Ti-të ulët deri të lartë të (Bortolotti etj. 1996). Kjo përfshin grupin me Ni të ulët dhe atë me Ni të lartë gjithashtu. Megjithatë sasia e bazalteve me Ti të lartë gjërësisht e krahasueshme me grupin ekuivalent në veri të Shqipërisë është shumë më e vogël në jug. Për më tepër ne kemi mundur të identifikojmë një numër të vogël por sinjifikativ bazaltesh, përfaqësues tipik i magmave të zonave të sipërsubduksionit. Ne besojmë se provëmarrja jonë përfaqëson përafërsisht shpërndarjen sasiore të shkëmbinjve të tipeve të ndryshëm. Shfaqja e magmave të zonave të sipërsubduksionit, e kombinuar me zvogëlimin e llavave me Ti të lartë nga veriu në jug tregon një variacion të vazhdueshëm përgjatë brezit perëndimor. Kjo vërtetohet nga struktura komplekse e ofiolitit të Pindosit i cili përmbledh një sasi të madhe vullkanikesh të zonës së suprasubduksionit dukshëm sipër një sekuence bazaltike të tipit MORB. Rezultatet e Bebien etj. (1998; 2000) në masivin e Shebenikut tregojnë disa ngjashmëri; për shembull ekzistencën e kumulateve mafike-ultramafike të ngjashëm si verlite plagjioklazike, troktolite dhe gabro olivinike përgjatë brezit perëndimor dhe lindor. Investigimet në Voskopojë dhe përreth

argumentojnë për një variacion përgjatë brezit perëndimor me një rritje të influencës së SSZ drejt jugut. Gjithë këto gjetje konfirmojnë pikpamjen se ka një lidhje petrologjike e gjeologjike më të ngushtë midis brezave që mbeten me dallime të theksuara. Bebien etj. (1998) qartësisht, pa e thenë në mënyrë eksplicite, postulojnë një model evolucionar tre stadësh të ofiolitit të Shebenikut në brezin lindor duke përfshirë (1) formimin e mantelit harburgitik (2) formimin e sekuencës kumulate ultramafike-mafike të derivuar nga magmat e pasura me Ti (3) formimin e bazalteve me Ti të ulët dhe boniniteve. Këto stadi korrespondojnë më së miri me formimin e ofiolitit Voskopojë-Moravë-Rehovë në brezin perëndimor. Këtu, siç kemi konkluduar nga petrologjia e bazalteve dhe kumulateve mafike-ultramafike- ata ka më shumë të ngjarë të mos jenë komagmatik. Në konsiderojmë vetëm gabrot klinopiroksenore izotropike që intrudojnë kumulatet si komagmatike me bazaltet. Se në çfarë shkalle manteli lercolitik është kogjenetik me kumulatet mbetet problem i hapur.

Gjetjet tona të krahasuar me ato të Bebien etj. (1998), sugjerojnë fuqimisht se kumulatet e shtratifikuar u formuan nga fraksionimi i olivinës dhe plagjioklazit. Këta kumulate, si dunite (me ose pa plagjioklaz), verlite plagjioklaz mbajtëse, troktolite dhe gabro olivinike janë gjetur mbi një mantel të dominuar nga harburgite (Shebenik-brezi lindor) dhe mbi një mantel të dominuar nga lercolite (masivi i Voskopojës-brezi perëndimor). Troktolitet janë gjetur më zakonisht në brezin perëndimor bashkë me lercolitet. Megjithatë është e rëndësishme se ata ndodhen edhe në brezin lindor. Në çdo rast ata janë interpretuar si të formuar nga magma të tipit MOR (Beccaluva etj. 1994; Bortolotti etj. 1996; Shallo 1992; Bebien etj. 1998; Robertson & Shallo 2000).

Në Voskopojë bazaltet e tipit të harkut ishullor janë ngushtesisht të shoqëruar me ato MORB, për me shumë boninite intrudojnë si dajka ofiolitet perendimore në veri dhe në masivin e Shebenikut gabrot e shtratifikuar dhe masive (Bortolotti etj. 1996; Bebien etj. 1998).

Marrëdhënia intruzive e boniniteve indikon për një moshë më të re se kumulatet. Në Rehovë dajkat që ndërpresin gabrot izotropike janë gjetur të jenë pjesë e grupit të bazalteve me Ni të ulët. Kjo indikon se se bazaltet me Ni të ulët janë më të rinj se kumulatet e shtratifikuar. Edhe pa evidencë të qartë të relacionit të moshës relative të grupeve të ndryshme të bazalteve është shumë e mundur, që grupi i bazalteve me Zr të ulët është më i ri se kumulatet e shtratifikuar.

Një model për relacionin e ngushtë të bazalteve MOR dhe SSZ me shkëmbinjtë kumulate ultramafike dhe



mafike në Shebenik kombinuar me ndodhjen e boniniteve është prezantuar së fundmi nga Bébien etj. (2000); Insergueix-Philipi etj. (2000). Ai bazohet në supozimin e fillimit të një zone subduksioni intraoqeanik e cila "shqetëson" një "mantle plume" astenosferik nën një kurrizore mes-oqeanike. Një situatë e tillë mund të gjenerojë një konfiguracion të rrallë të një relacioni të ngushtë hapësinor dhe kohor midis një manteli astenosferik që akoma prodhon shkrije të tipit MOR dhe një sektori mantelik të influencuar nga një zonë subduksioni me input të lartë uji e cila gjeneron magma me Ti të ulët dhe shumë të ulët (boninitike).

Një model alternativ mund të ishte baseni Laue, ku një zonë spredingu është segmentuar në qendra spredingu të ndara dhe shtrihet pjerrësisht zonës së subduksionit të Tonga Graben (Pearce etj. 1992, 1993). Ndërsa zona e subduksionit i afrohet zonës së spredingut ajo influencon në rritje magmat e zonës së spredingut me input uji dhe elementesh të tjerë mobil si K, Ba apo Rb. Në këtë mënyrë gjenerohen magma që janë të ngjashme me tipin MORB larg zonës së subduksionit dhe llava të tipit hark ishullor, atje ku zona e spredingut dhe e subduksionit interferojnë.

Sekuena e shtratifikuar është deri në më shumë se 500 m e trashë. Në dallim gabrot izotropike janë të holla duke variuar në trashësi vetëm 10-50 metra. Zakonisht nuk përmbajne as olivinë as shpinel. Gjeokimia e tyre i ngjan shumë asaj të bazalteve me Ni të ulët pa ndonjë mineral kumulate. Ato janë me shumë probabilitet magma intruzive.

Situata gjeologjike me pak bazalte masive dhe sasi të madhe brekçiesh bazaltike mbi kreun e gabrov izotropike apo të stratifikuara argumenton për erozion të fuqishëm oqeanik dhe ridepozitim të gjithë bazalteve si brekçie, të cilat janë zakonisht keq të sortuara dhe këndore. Kjo kërkon një reliev të ashpër.

Një mendim i mundshëm mund të ishte një kurrizore me spreding të avashtë me një ekstension magmatik midis episodeve magmatike.

Në ndryshim nga observimet e (Nicolas etj. 2000) të cilët i interpretojnë lercolitet e brezit perendimor si të imprenjuara me plagjioklaz dhe klinopiroksen në kushte dinamike, lercolitet në seksionin mantelik të Voskopojë janë lercolite të vërteta mantelike pa imprenjim plagjioklazi dhe shkrijeje. Ata variojnë në harcburgit me klinopiroksen e në harcburgite të vërteta.

## REFERENCES

- BÉBIEN, J., SHALLO, M., MANIKA, K. AND GEGA, D., (1998). - The Shebenik Massif (Albania): a link between MOR and SSZ-type ophiolites? *Ofioliti*, 23, 7-15.
- BÉBIEN, J., DIMO-LAHITTE A, VERGELI P, ETJ (2000). - Albanian ophiolites: *Ofioliti*, 25, 39-45.
- BECCALUVA, L., COLTORTI, M., DEDA, T., GJATA, K., HOXHA, L., KODRA, A., PIRDENI, A., PREMTI, I., SACCANI, E., SELIMI, R., SHALLO, M., SIENA, F., TASHKO, A., TERSHANA, A., TURKU, I. AND VRANAI, A., (1994a) - A cross section through western and eastern ophiolitic belts of Albania (Working Group meeting of IGCP Project no. 256 - Field trip A). *Ofioliti*, 19(1), 3-26.
- BECCALUVA, L., COLTORTI, M., PREMTI, I., SACCANI, E., SIENA, F. AND ZEDA, O., (1994b.) - Mid-ocean ridge and suprasubduction affinities in the ophiolitic belts of Albania. *Ofioliti*, 19(1), 77-96.
- BECCALUVA, L., MACCIOTTA, G., PICCARDO, G.B. AND ZEDA, O., (1989.) - Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology*, 77, 165-182.
- BORTOLOTTI, V., KODRA, A., MARRONI, M., MUSTAFA, F., PANDOLFI, L., PRINCIPI, G. AND SACCANI, E., (1996) - Geology and petrology of ophiolitic sequences in the Mirdita region (northern Albania). *Ofioliti*, 21(1), 3-20.
- ELTHON, D., (1987) - Petrology of gabbroic rocks from the Mid-Cayman Rise spreading center. *Journ. Geophysical Research*, 92, B1, 658-682.
- ELTHON, D., CASEY, J.F. AND KOMOR, S., (1982) - Mineral chemistry of ultramafic cumulates from the North Arm Mountain Massif of the Bay of Islands ophiolite: evidence for high-pressure crystal fractionation of oceanic basalts. *Journ. Geophysical Research*, 87, B10, 8717-8734.
- FRASHERI, A., NISHANI, P., BUSHATI, S. AND HYSANI, A., (1996) - Relationship between tectonic zones of the

- Albanides, based on results of geophysical studies. In Ziegler, P. A., Horwath, F. (Eds.): *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. Mem. Mus. Hist. Nat., Paris, 170, 485-511.*
- A. KODRA, M. SHALLO, A. XHOMO, Z. XHAFI, ETJ (2002) - Harta Gjeologjike e Shqipërisë.
- HÉBERT, R., SERRI, G. AND HÉKINIAN, R., (1989) - Mineral chemistry of ultramafic tectonites and ultramafic to gabbroic cumulates from the major oceanic basins and Northern Apennine ophiolites (Italy) – a comparison. *Chemical Geology*, 77, 183-207.
- HOECK, V. AND KOLLER, F., (1999) - The Albanian ophiolites and the Dinaride–Hellenide framework. *EUG 10, Strasbourg, J. Conf. Abstr. 4, 406.*
- HOECK, V., KOLLER, F., MEISEL, T., ONUZI, K. AND KNERINGER, E., (2002) - The Jurassic South Albanian ophiolites: MOR – vs. SSZ-type ophiolites. *Lithos*, 65, 143-164.
- JONES, G. AND ROBERTSON, A.H.F., (1991) - Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units, northwestern Greece. *J. Geol. Soc.* 148, 267- 288.
- JONES, G., ROBERTSON, A.H.F. AND CANN, J.R., (1991) - Genesis and Emplacement of the Supra-Subduction Zone Pindos Ophiolite, Northwestern Greece. In Peters, Tj. et al. (Eds.): *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere, Ministry of Petroleum and Minerals, Sultanate of Oman, 1991, 771-799.*
- KODRA A., GJATA K., BAKALLI F. (1995) - The Mirdita oceanic basin from rifting to closure. In *Albanian ophiolites and related mineralization. Tirana.*
- MECO, S. AND ALIAJ, S., (2000) - Geology of Albania. – *Beiträge zur regionalen Geologie der Erde, Vol. 28, 246 p., Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.*
- NICOLAS, A., BOUDIER, F. AND MESHI, A., (1999) - Slow spreading accretion and mantle denudation in the Mirdita ophiolite (Albania). *J. Geophys. Res.*, 104, 15155-15167.
- NIMIS, P., (1999) - Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135, 62-74.
- ONUZI K. (1986) - *Studim gjeologjiko-kompleks në shk. 1:25 000 në rajonin Ujëbardhë-Voskopojë-Vallamarë.* (Fondi.I.K.GJ. Tiranë).
- ONUZI K. (1992) - Disa veçori petrologjike të masivit ultrabazik të Voskopojës. (Bul. Shk. Gjeo. Nr.2).
- PARLAK, O., HÖCK, V. AND DELALOYE, M., (2002) - Suprasubduction zone Pozanti-Karsanti ophiolite, southern Turkey: evidence for high pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates. *Lithos*, 65, 205-224.
- PUTIRKA, K., JOHNSON, M., KINZLER, R., LONGHI, J. AND WALKER, D., (1996) - Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contrib Mineral. Petrol.*, 123, 92-108.
- ROBERTSON, A.H.F. AND SHALLO, M., (2000) – Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context. *Tectonophysics*, 316, 197 – 254.
- SHALLO, M., (1992) - Geological evolution of the Albanian ophiolites and their platform periphery. - *Geol. Rundsch.*, 81, 681-694, Stuttgart.
- SHALLO, M., (1994) - Outline of the Albanian ophiolites. *Ofioliti*, 19(1), 57-75.
- SHALLO, M., KODRA, A. AND GJATA, K., (1990) - *Geotectonics of the Albanian ophiolites.* In Malpas, J. et al. (Eds.): *Troodos 1987 - Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues*, 265-269
- TASHKO A. (1996) - Geochemical, petrological and structural diversities of Albanides ophiolites. (*Bull. Soc. geol. France*, 1996, 167, 335-343.

## Abstract

This paper is based on the results of geological mapping 1:25 000 scale carried out by K. Onuzi and H. Pulaj and of a petrological and geochemical study of more than 270 samples (analyzed at Vienna University and Salzburg University) from the Voskopoja, Morava and Rehova ophiolite massifs, Southeastern Albania.

The ophiolite massifs of Voskopoja, Morava and Rehova consist of a lherzolitic mantle sequence followed up in the ophiolite section by a cumulate sequence composed of werhilites, troctolites and olivinë gabbros. Massive basalts and basaltic breccia overlay the isotropic gabbros. Radiolarian cherts occur often over the basaltic breccia. Based on the content of Ni, Ti and Zr four groups of basalts are distinguished.

## VLERËSIMI I KUSHTEVE GJEOMORFOLOGJIKE TË ZONËS TIRANË-VORË PËR QËLLIME TË PLANIFIKIMIT DHE ZHVILLIMIT URBAN

YLBER MUCEKU\*

## Abstrakt

Në këtë artikull shkurtimisht jepen karakteristikat gjeomorfologjike të zonës më të rëndësishme të Shqipërisë Tiranë-Vorë, e cila pas viteve 1990 ka patur një zhvillim mjaft të madh në aspektin urban. Për vlerësimin e kushteve gjeomorfologjike të zonës së studiuar është punuar në terren me anë të profileve të orientuar në shkallë 1:10 000 me qëllim deshifrimin litologjik të saj, hartografimi i dukurive gjeodinamike si dhe grupimi i formave të relievit në lidhje klasifikimit morfologjike. Përveç vrojtimit sipërfaqësor ky studim është bazuar në imazhet satelitore. Mbi bazën e të dhënave të fituara nga punimet e mësipërme si dhe të interpretimeve të tyre u bë e mundur ndërtimi i hartës gjeomorfologjike në shkallë 1:25 000 të zonës Tiranë-Vorë, e cila përbën një bazë shumë të rëndësishme në planifikimin urban të kësaj zone.

## 1. Hyrje

Zona urbane e Tiranës bashkë me rrethinat përreth duke qenë një nga zonat më të rëndësishme të Shqipërisë ka qenë objekt studimi i shumë studiuesve shqiptarë si Sh. Aliaj (1988), N. Konomi etj (1988), P. Qiriazhi dhe F. Krutaj (1990), Ll. Dimo etj (2001), P. Naço dhe A. Kodra (2003), Y. Muceku (2003 dhe 2005) në fushën e gjeoshkencave. Këto studime dhe shumë të tjera përbëjnë një bazë mjaft të madhe të dhënash për institucionet urbanistiko-projektues në planifikimin dhe zhvillimin urban të qytetit të Tiranës. Midis gjeofaktorëve edhe gjeomorfologjia e zonës Tiranë-Vorë përbën një faktor të rëndësishëm në planifikimet dhe zhvillimet urbane. Prandaj dhe autori duke u bazuar në punimet Y. Muceku (2003 dhe 2005), shkruan këtë artikull, ku në mënyrë të përmbledhur jep kushtet morfologjike të zonës Tiranë-Vorë në funksion të planifikimit dhe zhvillimit urban.

## 2. Rezultatet dhe diskutimi i tyre

## 2.1. Karakteristikat morfologjike

Tiparet e sotme gjeomorfologjike të zonës së studiuar dhe në tërësi të rajonit ku bën pjesë ajo, janë formuar në mënyrë graduale që në zhvillimet gjeologjike të Pliu-Kuaternarit ( $N_2-Q_1$ ). Ato janë pasojë e bashkëveprimit të forcave brendshme dhe të jashtme, të cilat kanë kushtëzuar relievin e sotëm. Forcat e brendshme kanë çuar në zhvillimin e tektonikës rrudhosëse dhe shkëputëse shprehje e të cilave janë shumë ngritje dhe ulje të relievit, të cilat nga ana e tyre kanë stimuluar dhe gjallëruar veprimtarinë e forcave të jashtme duke e përpunuar dhe modeluar atë. Ndër faktorët modelues të jashtëm roli kryesor i takon veprimtarisë gërryese, shpëlarëse dhe akumuluese të rrjedhjeve ujore, si dhe zhvillimit të proceseve të shpatit. Rajoni në të cilin përfshihet zhvillimi perspektiv i qytetit të Tiranës në pikëpamjen gjeomorfologjike mund të ndahet në dy njësi (Fig. 2):

- a. Njësia morfologjike kodrinore
- b. Njësia morfologjike fushore

## a. Njësia morfologjike kodrinore

Përfaqëson pjesën kodrinore që shtrihet në lindje, jug dhe në perëndim të rajonit (Fig. 2). Duke filluar nga lindja në perëndim kemi një ndërthurje të rregullt të formave pozitive me ato negative, fakt që shprehet në krijimin e relievit në trajtë vargjesh kodrinore të ndara nga lugje apo lugina gjatësore. Vargjet paraqesin një bashkësi kodrash të ndërtuara nga shkëmbinj të terrigjenë, që ndryshojnë nga njëri tjetri për nga lartësia, trajta dhe orientimi. Mbi bazën e të dhënave gjeomorfologjike të grumbulluara gjatë punimeve fushore, Y. Muceku 2003, si dhe studimeve të kryera nga N. Konomi, etj. 1988 dhe P. Qiriazhi etj. 1990, kjo njësi ndahet:

- a.1. Njësia e kodrave lindore
- a.2. Njësia e kodrave jugore
- a.3. Njësia e kodrave perëndimore

\*Qendra e Gjeologjisë Civile Tiranë, Shërbimi Gjeologjik Shqiptar



Mukje – Linxë – Ibë). Kurse sektori me copëtim shumë të lartë shtrihet në formën e një rrypi në anën lindore të vargut kodrinor Mukje - Linxë – Ibë, aty ku fillon shpati perëndimor i malit të Dajtit. Në sektorët e mësipërm vërehen mjaft vatra erozive që janë favorizuar nga ndërtimi gjeologo-litologjik i këtyre sektorëve që përfaqësohen nga shkëmbinj me fortësi të dobët (argjilite-alevrolite) deri mesatarisht të fortë (ranorë, ranoro-alevrolitorë), nga veshja e varfër bimore si dhe nga pjerrësia e madhe e shpateve (mbi 25°). Energjia e relievit lëkundet nga 50-150 m/km<sup>2</sup> deri në 300m/km<sup>2</sup>. Sipërfaqe të madhe zë sektori me copëtim vertikal të vogël (50-150 m/km<sup>2</sup>), që shtrihet nga periferitë e fushës së Tiranës deri ku fillon shpati perëndimor i malit të Dajtit. Sektorët me copëtim vertikal mesatar (150-300 m/km<sup>2</sup>) zënë sipërfaqe të kufizuara kryesisht në sektorët më lindorë (rrëzë malit të Dajtit) të rajonit në studim. Vlerat mesatare të copëtimit vertikal lidhen me intensitetin e ngritjes (tektonika) të territorit si dhe me thellësinë e prerjes erozionale nga rrjeti hidrografik. Në këtë nënnyjë dallohen:

- a.1. 1. Kodrat e Niklës-Tapizë-Morinë-Pinar
- a.1. 2. Kodrat e Institutit Bujqësor – Paskuqan-Babru-Ferraj
- a.1. 3. Vargu i kodrave të Shtish Tufinës – Shkozë
- a.1. 4. Vargu i kodrave Mukje- Linzë-Ibë
- a.1. 1. Kodrat e Niklës-Tapizë-Morinë-Pinar

Shtrihen midis lumit të Zezës në veri dhe Tërkuzës në jug, në perëndim kufizohet me fushën e Tiranës dhe në lindje me vargun kodrinor të Mukjes-Ibë-Linzë. Formojnë grumbuj dhe vargje kodrinore të orientuara nga verilindja për në jugperëndim. Pjesën më të madhe të sipërfaqes e zënë lartësitë 100-200m të cilat zënë pjesën verore dhe qendrore të saj midis fshatrave Morinë dhe Kallmet. Ndërsa lartësitë 50-100m gjenden në pjesën periferike të këtyre kodrave nga fshatrat Çerkezë – Morinë deri në fshatin Tapizë. Territore me lartësi absolute 200-250m zënë pjesën juglindore dhe lokalizohen nga lugina e lumit Tërkuzë në jug për të vazhduar midis fshatrave Morinë, Pinar deri në fshatin Kallmet në veri. Shpatet e këtyre kodrave kanë rënie 5-10° në pjesën periferike ku dhe lartësitë janë 50-100m mbi nivelin e detit dhe 15-30° ku lartësitë rriten më shumë se 100m. Në ndërtimin litologjik të tyre marrin pjesë shkëmbinj të alevrolito-argjilorë si shkëmbinj të butë, gjë që shprehet me një reliev të butë (5-10°) e lartësi të vogël (50-100m), dhe shkëmbinj të ranorë si shkëmbinj të ndërmjetëm që janë më të qëndrueshëm kundrejt procesit të denudimit. Prandaj ato formojnë një reliev me pjerrësi më të madhe 15-30° dhe lartësi 100-250m. Këto kodra janë të

copëtuara nga shumë përrenj të thellë që derdhen në lumin e Tërkuzës. Ato përgjithësisht zhvillohen në drejtim të njëjtë me rënien e shtresave duke formuar luginë konsekuente të cilat bëhen më të ngushta në drejtim të rrjedhjes së sipërme të tyre ku marrin pjesë edhe disa degë të tjera më të vogla subsekuente.

#### a.1. 2. Kodrat e Institutit Bujqësor – Paskuqan-Babru-Ferraj

Fillojnë nga Instituti Bujqësor i Tiranës duke u shtrirë drejt lindjes deri në Ferraj ku dhe kontaktojnë me vargun Mukje-Linzë-Ibë. Ndërsa në jug ato përbëjnë shpatin verior të luginës së lumit Tërkuzë. Këto kodra përbëhen nga vargu Institutit Bujqësor-Zall Herr, vargu i Paskuqan dhe vargu Babru-Ferraj të cilat ndahen nga lugina konsekuente të përroit të Paskuqanit dhe të Babrusë. Përgjithësisht ndërtohen nga shkëmbinj të butë alevrolitiko-argjilorë që zënë pjesën qendrore, perëndimore dhe më pak nga shkëmbinj me fortësi të ndërmjetëm të përfaqësuar nga ranorët me çimentim karbonatiko-argjilore, të cilët zënë pjesën lindore të tyre. Relievi i shkëmbinjve ranorë formon kreshta dhe maja të rrumbullakosura me lartësi 200-300m dhe pjerrës 20-35°, kurse relievi i shkëmbinjve alevrolitiko-argjilorë është i butë me lartësi 50-100m deri 150-200m dhe pjerrtësi 5-10°.

#### a.1. 3. Vargu i kodrave të Shtish Tufinës – Shkozë

Ka formë vargu me drejtim veri-jug. Në lindje ai kufizohet nga vargu kodrinor Mukje-Linzë-Ibë, nga lumi i Lanës në jug dhe në perëndim nga fusha e Tiranës. Lartësitë e tyre nga perëndimi në lindje rriten, fakt ky që lidhet me ndërtimin litologjik të tyre. Kështu në pjesët periferike perëndimore kodrat ndërtohen nga shkëmbinj argjilorë dhe lartësitë e tyre janë të vogla 150-200m. Gjithashtu këto kodra dallohen për shpatet me rënie të butë 5-10°. Ndërsa më në lindje lartësitë e kodrave rriten në mënyrë të menjëhershme 250-390m, për rrjedhojë dhe pjerrësi e shpatit të tyre shkon 20-38°, për shkak se në përbërje litologjike të tyre marrin pjesë shkëmbinj të ranorë. Ky varg është i copëtuara nga shumë përrenj të ngushtë e të thellë (përroi i Gjeorozës etj) që përfundojnë në lumin e Tiranës dhe në Lanë. Përgjithësisht ato zhvillohen me drejtim të njëjtë me rënien e shtresave duke formuar luginë konsekuente si dhe paralel me ato që formojnë luginë subsekuente. Në këtë sektor vërehen forma reliev të tipit të kuesteve që janë të rralla sidomos në drejtim të veriut dhe më të shpeshta në drejtim të lindjes. Gjithashtu këtu takohet një tarracë lumore me karakter

erozivo-akumulativ, e cila përbën nivelin e tretë tarracor të lumit të Tiranës (Fig.3.2). Ajo shtrihet në lindje të qytetit të Tiranës në të majtë të rrjedhjes së lumit të Tiranës, kryesisht nga Shtish Tufina deri në Kinostudio me gjerësi rreth 1km. Depozitimet e kësaj tarrace shtrihen ndërmjet kuotave 170 dhe 200m mbi nivelin e detit ose rreth 25-30m mbi shtratin e lumit dhe 5m mbi nivelin e tarracës së dytë. Ajo ndërtohet nga suargjila (pjesa e sipërme e prerjes) dhe zhavorre me përmbajtje rëre (pjesa e poshtme e prerjes).

#### a.1. 4. Vargu i kodrave Mukje – Linzë – Ibë

Në rajonin ku bën pjesë zona e studiuar, vargmali kodrinor Mukje-Linzë-Ibë fillon nga lugina e përroit të Zezës (veri) deri në luginën e lumit Erzen (jug). Në drejtim të perëndimit, relievi bie duke u bërë më i butë. Në këtë anë ai kontakton me kodrat e Niklës – Tapizë – Morinë – Pinar, Instituti Bujqësor – Paskuqan – Babru – Ferraj, Shtish Tufinë – Shkozë dhe vargun e Saukut. Ndërsa në drejtim të lindjes ai bëhet malor me një thyerje të menjëhershme të pjerrësisë për të formuar shpatin perëndimor të malit të Dajtit. Ky varg përfaqëson një seri kodrash me shtrirje veri perëndimore – juglindje me ngritje në drejtim të lindjes, ku lartësitë nga 350-400m arrijnë 600-700m. Në përgjithësi në këtë varg kodrinor vërehen zona të ulura që formojnë lugje të tipit subsekuent paralel vargut, aty ku fillon vargu malor Krujë-Dajt, e cila litologjikisht përfaqësohet nga shkëmbinj flihorë argjilo-ranorë, ku në disa zona ato dalin në sipërfaqe si shkëmbinj mesatarisht të fortë (ranorë më ndërshtesa argjiltesh), kurse në disa të tjera si shkëmbinj të butë (argjila me nënshtesa ranorësh). Duke shkuar për në perëndim takojmë vargun e gëlqerorëve litotamnik që formojnë kreshta monoklinale me pjerrësi të shpatit 20°-35°, dhe akoma më në perëndim kemi zhvillimin e një reliev strukturor eroziv të tipit të kuesteve e kushtëzuar kjo nga ndërthurja e pakove ranore me ato alevrolitorë-argjilore të shoqëruara më shtesa rrethesh qymyore (Suita Skuterra). Këtë varg kodrinor e përshkruajnë tre lugina lumenjsh si ajo e lumit të Tiranës, Tërkuzës dhe pjesërisht lugina e lumit të Lanës të cilat përgjithësisht formojnë luginë të tipit konsekuent. Gjithashtu këtë territor krahas lumenjve të përmendur më sipër e përshkruajnë shumë përrenj të cilët në shumicën e rrugës së tyre zhvillohen në drejtim të njëjtë me rënien e shtresave duke formuar luginë të ngushta dhe të thella të tipit konsekuent, dhe në rrjedhjet e sipërme të tyre ato formojnë luginë të tipit subsekuente dhe obsekuente.

#### a.2. Nënnyësia e kodrave jugore

Lugina e lumit Erzen shërben si kufi jugor i kodrave që përbën këtë nënnyjë, ndërsa në veri kufizohet me luginën e thatë dhe tërthore të Yzberishtit si dhe me fushën e Tiranës. Kanë shtrirje veriperëndim – juglindje me gjatësi rreth 9km. Këtu futen kodrat e Saukut që përfshijnë një varg kodrash të përbërë nga një sërë kreshtash të ndara nga njëra-tjetra nga disa forma negative (lugje dhe lugina gjatësore). Lartësitë më të mëdha takohen në pjesën juglindore (mali i Barakut 369, mali i Saukut 326m), kurse në drejtim të veriperëndimit ato ulen (kodrat e Selitës së Vogël 244m, Sharrës 214m dhe Vaqarr 173m). Copëtimi horizontal i relievit në sektorë veriperëndimor nga Vaqarri-Sharrë-Selitë e vogël-Sauk deri në kontakt me fushën e Tiranës është mesatar (1-3km/km<sup>2</sup>), ndërsa në drejtim të jugut ai ka vlera relativisht të larta (3-5km/km<sup>2</sup>). Vlerat e copëtimit vertikal lëkunden nga 50m/km<sup>2</sup> deri 300m/km<sup>2</sup>. Mbizotëron sipërfaqja me copëtim vertikal të vogël (50-150m/km<sup>2</sup>) e cila shtrihet nga periferia e fushës së Tiranës në drejtim të jugut. Ky sektor është i kontrolluar tërësisht nga dora e njeriut. Vendin kryesor e zë “kurora e gjelbër” që qarkon qytetin. Edhe pjerrësia e shpateve ka vlera të vogla (5 – 10°) prandaj dhe relievi është përgjithësisht i qëndrueshëm, erozion i dobët, kurse rrëshqitjet kapin sektorë të vegjël. Sektorët me copëtim vertikal mesatar (150-300m/km<sup>2</sup>) zënë sipërfaqe të vogël. Ai shtrihet në formë të një brezi nga sektori i Sharrës deri në atë të Stërmasit. Madhësia e vlerave të këtij treguesi është i kushtëzuar nga ngritja e territorit dhe nga thellimet e rrjetit erozional. Siç e kam theksuar edhe më sipër vargu i kodrave të Saukut përbëhet nga disa kreshta. Në pjesën veriperëndimore të tij paralel me të dallohet kreshta monoklinale e Sharrës. Litologjikisht ajo ndërtohet nga shkëmbinj me fortësi të ndërmjetme të përfaqësuar ndërthurje të shtresave të ranorëve me mergele dhe gëlqerore litotamnik, të cilët përbëjnë kokën e saj. Në drejtim të jugperëndimit ajo ulet nga 200-294m në mënyrë graduale me pjerrësi nga 22° deri në 5-10° kushtëzuar nga përbërja litologjike (shkëmbinj të mesatarisht të forte që janë ndërthurje mergelesh me argjila dhe gëlqerorë) deri në 150m në drejtim të luginës së lumit Erzen. Kurse shpati verior me rënie në drejtim të verilindjes ka pjerrësi nga 5-10° (pjesa e poshtme) deri 32° (pjesa e sipërme). Duke shkuar në drejtim të verilindjes kemi kreshtën monoklinale Selitë e Vogël - Stërmas e cila përbën dhe kreshtën më të gjatë të këtij vargu (rreth 7km). Ajo fillon nga Selita e Vogël dhe përfundon në luginën e përroit të Farkës me shtrirje

veriperëndim – juglindje. Kryesisht përbëhet nga shkëmbinj me fortësi të ndërmjetme që janë ranorë e suitës Iba. Në drejtim të juglindjes takohen shumë maja të rrumbullakosura që përbëjnë dhe pjesën më të lartë të kësaj kreshte (250-375m), të cilët ndahen nga njëritjetri nga disa ulje në formë qafe. Shpati jugor bie në drejtim të jugperëndimit me pjerrësi të madhe (20-40° pjesa e mesme e sipërme). Është mjaft i copëtuar nga disa përrenj të thellë që përfundojnë në Erzen, të cilët zhvillohen në drejtim të kundërt të rënies së shtresave duke formuar lugina subsekuente me pjerrësi të madhe dhe shkallëzime sidomos në rrjedhjen e sipërme të tyre. Në këtë kreshtë në pjesën e sipërme të saj vihet re zhvillimi i dukurisë së erozionit sipërfaqësor që kanë formuar shumë kueste në ndërthurjet e shkëmbinjve ranoro-gëlqeror me ato alevrolitorë-argjilor. Midis kreshtës së Selitës së Vogël-Stërmas dhe asaj të Sharrës në pjesën veriperëndimore vërehet një ulje në formën e një lugu obsekuent, i cili ngrihet gradualisht drejt juglindjes deri sa merr formën e një qafe të gjerë. Formimi i tij është i lidhur me erozionin e përroit të Sharrës. Evolucioni i mëtejshëm i këtij lugu në drejtim të juglindjes është ndërprerë nga erozioni regresiv i Përroit të Ruçit që derdhet në Erzen. Gjithashtu në pjesën e poshtme të shpatit jugor të kreshtës së Selitës së Vogël – Stërmas mbi luginën e këtij përroi (rrjedhja e sipërme) takohet liqeni artificial i Sharrës. Shpati verior bie në drejtim të verilindjes me pjerrësi nga 22° (pjesa e sipërme) deri 15° (pjesa e mesme) dhe më në verilindje në zonën e Saukut ai është 2-5° (Fig.3.2). Lartësitë në këtë zonë ulen deri 110-160m mbi nivelin e detit. Në ndërtimin litologjik të këtij shpati marrin pjesë shkëmbinj të alevrolitiko-argjilor (Suita Mëzezi) si shkëmbinj të butë që janë jo shumë të qëndrueshëm ndaj procesit të gërryerjes dhe erozionit dhe që kanë bërë të mundur formimin e një relievi të butë dhe të sheshtë. I gjithë shpati është i copëtuar nga lugina të shumta konsekuente, të cilat bëhen më të thella dhe më të ngushta në drejtim të rrjedhjes së sipërme të tyre, ku janë të zhvilluara dhe disa degë të tjera më të vogla subsekuente. Në pjesën juglindore të këtij shpati janë zhvilluar dhe tre lugina të vogla subsekuente, si p.sh. lugina e përroit Derrit që përfundon në përroit e Farkës. Më në lindje të këtij vargu gjendet një ujëndarës midis përroit të Zajes dhe përroit të Ligjatave që ne e kemi quajtur Kurrizorja e Pallatit të Brigadave. Fillon nga Universiteti Politeknik i Tiranës dhe vazhdon deri në luginën e përroit të Kabalit. Është paralel me dy kreshtat e tjera (Fig.3.2). Ndërtohet kryesisht nga shkëmbinj të butë alevrolito-argjilorë të suitës së Mëzezi. Ka në përgjithësi një relievi të sheshtë,

gjë që lidhet me fortësinë e butë dhe këndin e rënies të vogël të depozitimeve përbërëse. Lartësia mbi nivelin e detit varion nga 110m (Universiteti Politeknik) deri 210m. Shpati jugor bie në jugperëndim me një kënd 5-10°, ndërsa ai verior bie në drejtim të verilindjes me kënd 5-10°. Në drejtim të veriut ajo zgjerohet në dy skajë (Liqeni i Tiranës dhe Sanatoriumi) si dhe ulet gradualisht nga 10-15° deri në 5° deri sa kalon në fushën e Tiranës. Në pjesën e poshtme të shpatit jugor të kësaj kurrizore dhe shpatit verior të kreshtës Selitë e Vogël – Stërmas ndodhet liqeni artificial i Tiranës. Edhe kjo kurrizore paraqitet e copëtuar nga degë të shumta të përrenjve Zajë dhe Ligjate të cilët kanë formuar lugina të tipit konsekuent, obsekuent dhe subsekuent. Në lartësinë 180m tek sanatoriumi është vërejtur mbeturina të një rrafshi erozional.

Duke vazhduar më në verilindje takohet një tjetër ujëndarës që është ai i Çollakut, i cili lokalizohet midis dy përrenjve të Ligjatës (perëndim) dhe Kabalit (lindje) dhe në veri ai ndërton shpatin jugor të luginës së lumit të Lanës. Pjesa jugore dhe qendrore e këtij ujëndarësi kanë shtrirje veri-jug ndërsa ajo veriore ndryshon orientimin për në veri-perëndim. Lartësitë në drejtim të perëndimit ose në drejtim të qytetit të Tiranës zvogëlohen nga 230-259m deri 120m. Gjithashtu dhe pjerrësia e shpatit në këtë drejtim zbutet nga 10° (pjesa e sipërme e shpatit) në 5° (pjesa e poshtme e shpatit). Edhe pjerrësia e shpatit lindor e këtij ujëndarësi është 5-10°. Si përbërës litologjik i kësaj kurrizoreje janë shkëmbinj të butë alevrolito-argjilorë të suitës së Mëzezi, çfarë kanë kushtëzuar në formimin e një relievi përgjithësisht të sheshtë.

E gjithë kurrizorja është e copëtuar nga lugina subsekuente, obsekuente dhe konsekuente të përrenjve Ligjate dhe Kabalit dhe të degëve të tyre. Akoma më në lindje takohen ujëndarësi i Farkës së Madhe dhe i Lundrës, të cilët përfaqësojnë kurrizore me relievi të ulët (150-250m), përgjithësisht të sheshtë me pjerrësi shpatit të butë (5-10°). Të shumta janë luginat e tipit konsekuent dhe subsekuent në këto kurrizore të cilat janë krijuar nga veprimtaria gërryese e përrenjve të Kallmit dhe të Farkës.

### a.3. Nënnyësia e kodrave perëndimore

Përfshin një sistem kodrash të ndara nga lugina tërthorë dhe gjatësore që zënë pjesën perëndimore të rajonit në studim, të cilat fillojnë nga lugina e lumit Erzen në jug për të vazhduar drejt veriut deri në luginën e përroit të Tarin

dhe të Budullës, ndërsa në lindje kufizohet nga fusha e Tiranës. Përgjithësisht kanë drejtim shtrirje veri-jug me gjatësi rreth 25 km. Relievi në këtë nënnyësi ngrihet deri në lartësinë 491.9m (kodra e Berzës), por në përgjithësi mbizotërojnë lartësitë 200-300m. Copëtimi horizontal lëviz nga 1 km/km<sup>2</sup> deri në mbi 5 km /km<sup>2</sup>, dhe është i lidhur me përbërjen litologjike të shkëmbinjve terrigjenë, me pjerrësinë e shpateve, me lëvizjet ngritëse të terrenit, me bimësinë e pakët si dhe nga kushtet klimatike. Edhe në këtë nënnyësi sektori me copëtim mesatar (1-3 km/km) ka shtrirje në formën e një rripi të ngushtë gjatë gjithë kontaktit në fushën e Tiranës nga kodrat e Lalmit, Prushit, Yzberishtit deri në kodrat e Kasharit, Bërxullit dhe të Prezës. Sipërfaqe të madhe zë sektori me copëtim relativisht të lartë (3-5 km/km<sup>2</sup>). Në këtë sektor zotëron relievi kodrinor me pjerrësi të madhe të ndërtuar nga shkëmbinj mollasik. Sektori me copëtim horizontal të lartë (mbi 5 km/km<sup>2</sup>) shtrihet në formën e një brezi me drejtim veri-jug nga fshati Micaj-Kashar (veri) për të vazhduar midis fshatrave Kusi, Barëzezi si dhe midis fshatrave Mëniku dhe Sheshi deri në luginën e lumit Erzen (jug). Del gjithashtu në formë pullash në sektorin e Allgatës dhe të Gropaj deri në kodrën e kalasë së Bicit. Në këtë sektor relievi është mjaft i aksidentuar nga erozioni i shprehur në formimin e shumë vatrave erozive si dhe shumë luginave erozionale të përrenjve. Vlerat e energjisë së relievit lëkundën nga 50-300m/km<sup>2</sup>. Mbizotërues janë vlerat 50-150m/km<sup>2</sup> (copëtim vertikal i vogël). Sektorët me copëtim vertikal mesatar (150-300m/km<sup>2</sup>) zënë sipërfaqe mjaft të kufizuara. Ai shtrihet buzë kodrave në sektorin e Prezës deri në Budull, ku bëhet kalimi i dy njësisve gjeomorfologjike si dhe në Gropaj (në formë pulle). Nga pikëpamja morfologjike në këtë nënnyësi janë veçuar dy vargje kodrinore:

a. 3. 1. Vargu kodrinor Bërxull-Kashar

a. 3. 2. Vargu kodrinor Marqinet-Vore-Ndroq

#### a. 3. 1. Vargu kodrinor Bërxull-Kashar

Shtrihet në perëndim të fushës së Tiranës. Përbëhet nga disa kreshta të ndara nga lugina dhe lugje. Në veri të këtij vargu kemi kreshtën e Bërxullit e cila fillon nga lugina e përroit të Shargës dhe vazhdon deri në atë të Limuthit me drejtim veri-jug. Përgjithësisht ajo ndërtohet nga shkëmbinj të butë argjilo-alevrolitorë, kurse pjesa e sipërme që përbehet nga kurrizorja me disa maja të rrumbullakëta ndërtohet nga shkëmbinj ranorë si shkëmbinj me fortësi të ndërmjetme. Kjo kreshtë ka lartësi që varion nga 50-60m deri 150-192m. Shpati

lindor bie me një kënd 15°-18° deri sa bëhet njësh me fushën e Tiranës. Ndërsa shpati perëndimor bie në mënyrë graduale në drejtim të luginës së Vorës. Pjerrësia e tij luhet nga 17°-18° (pjesa e sipërme), në 3-10° (pjesa e mesme dhe poshtme). Një sërë luginash të tipeve konsekuent, obsekuent dhe subsekuent janë formuar si rezultat veprimit gërryese të disa përrenjve të vegjël. Më në jug takohet kreshta e Kasharit e cila është e orientuar veri-jug. Ajo fillon në afërsi të urës së Limuthit (veri) për të vazhduar drejt jugut deri në luginën e lumit Erzen (ura e Beshirit). Në drejtim të jugut relievi i saj vjen në mënyrë graduale duke u ngritur nga 70-80m (veri) deri 250-294m mbi nivelin e detit. Kurrizorja e kësaj kreshte ndërtohet nga shkëmbinj mesatarisht të fortë si gëlqerorët litotamnik, ranorë me ndërthurje alevrolitesh si dhe nga ndërthurjet mergelo-ranore-argjilorë, kurse pjesa e poshtme e shpatit lindor ndërtohet nga shkëmbinj argjilo-alevrolitorë si shkëmbinj të butë dhe ai perëndimorë nga ndërthurjet mergelo-ranore-argjilore si shkëmbinj mesatarisht të fortë, të cilët kanë kushtëzuar dhe morfologjinë e tyre. Kështu në pjesën veriore (sektori i Kasharit) shpati lindor ka pjerrësi 5-10° deri 19°, kurse në drejtim të jugut ajo rritet gradualisht deri sa në sektorin Gropaj-Lalmë shkon deri 42°. Ndërsa shpati tjetër ka rënie më të butë në drejtim të perëndimit. Ajo rezulton të jetë 5-10° deri 16° në sektorin e Kasharit dhe 10-15° deri 33° në sektorin Gropaj-Lalmë. Është vërejtur se mbi këtë kreshtë veçanërisht në sektorët Gropaj-Lalmë zhvillohen shumë përrenj të ngushtë dhe të thellë që derdhen në lumin e Erzenit dhe të Tiranës, të cilët kanë formuar mjaft lugina të llojit obsekuent, konsekuent dhe subsekuent. Në pjesë juglindore të tij dallohet kreshta monoklinale e Mëzezi (Armarthi) me drejtim shtrirjeje veri-perëndim – juglindje dhe gjatësi rreth 3.5 km. Ato ndahen nga lugu subsekuent i Prushit, i cili ngrihet gradualisht drejt veri-perëndimit deri sa merr formën e një qafe të ngushtë. Formimi i tij i dedikohet veprimtarisë erozionale të përroit të Zallës. Ndërtohet përgjithësisht nga ndërthurje të gëlqerorëve litotamnik, ranorë me ato argjilo-alevrolitorë si shkëmbinj mesatarisht të fortë dhe më pak nga shkëmbinj të argjilo-alevrolitorë si shkëmbinj të butë që përbëjnë shpatin lindor të saj. Lartësia mbi nivelin e detit të kësaj kreshte varion nga 100m (pjesa e poshtme) deri 180-200m. Në përgjithësi është e rrumbullakosur me relievi që bie në drejtim të luginës së Prushit me kënd 5-10° deri 15 – 17° (pjesa e sipërme) dhe në drejtim të fushës së Yzberishtit 5-10° deri në 15 – 17° (pjesa e sipërme). I gjithë shpati perëndimorë është copëtuar nga lugina obsekuente. Më në lindje dhe paralel me të takohet

kreshta monoklinale e Yzberishtit me gjatësi rreth 5.5 km, të ndara nga njëri tjetri prej luginës subsekuente të Yzberishtit që fillon nga liqeni artificial i Kasharit (veri) duke vazhduar deri në grykën e Yzberishtit (jug). Është e ndërtuar kryesisht nga shkëmbinj ranorë me fortësi të ndërmjetme. Përbëhet nga disa maja të rrumbullakosura të ndara nga njëra – tjetra nga qafa të ultë. Kështu shpati lindor bie me kënd 22-10° në drejtim të qytetit të Tiranës deri sa ai bëhet një me fushën e Tiranës, ndërsa shpati perëndimor bie në drejtim të fushës së Yzberishtit me kënd nga 25-20° (pjesa e sipërme) deri 5-10° (pjesa e poshtme).

Lartësitë mbi nivelin e detit luhaten nga 70m që përbën pjesën më të poshtme të kreshtës deri 140-165m. Shpatet e kësaj kreshte janë të copëtuar nga shumë përroska të përroit të Zazës dhe të Germetit që përfundojnë në lumin e Lanës. Përroskat kanë formuar lugina të tipit obsekuent dhe subsekuent. Midis kësaj kreshte dhe asaj të Kasharit gjendet liqeni artificial i Kasharit. Si kreshtë monoklinale mund të merret edhe vargu kodrinor i Domit, me gjatësi rreth 3-5km, që shtrihet në veri-perëndim të kreshtës monoklinale të Yzberishtit dhe paralel me të, e cila në përgjithësi është e rrumbullakosur me shpate që bien në drejtim të Laknasit dhe Kasharit me kënde nga 5-10° deri 15° (pjesa e sipërme). Ka lartësi të vogël mbi nivelin e detit që varion nga 50-60m (pjesa fundore) deri në 93m. Në ndërtimin litologjik të kësaj kreshte marrin pjesë shkëmbinj të ranorë me çimentim argjilor (shkëmbinj të butë) dhe shkëmbinj të argjilorë si shkëmbinj të butë që zënë pjesën jugore të kësaj kreshte. Të pakta janë luginat e ngushta konsekuente dhe më pak konsekuente të formuara nga përroskat e lumit Lanës.

### a. 3. 2. Vargu kodrinor Marqinet-Vorë-Ndroq

Zë pjesën më perëndimore të rajonit të studiuar. Në aspektin morfologjik edhe ky varg kodrinor përbëhet nga disa kreshta të cilat kanë drejtim shtrirje veri jug dhe të ndara nga njëra tjetra nga lugina përrrenjsh të tipit subsekuent. Kreshta monoklinale më e madhe është ajo e Vorë-Ndroqi (rreth 15km) e cila fillon nga gryka e Vorës dhe vazhdon deri në luginën e Erzenit. Ajo në drejtim të jugut bëhet më gjerë. Me kreshtën e Bërxullit ajo ndahet nga lugina konsekuente e Vorës ndërsa me kreshtën e Kasharit ndahet nga lugina e gjerë konsekuente e përroit të Limuthit dhe nga lugina e ngushtë dhe e thellë e përroit Lalmit. Është ndërtuar kryesisht nga shkëmbinj të ranorë të formacionit Ndroqi dhe Kuqi si shkëmbinj me fortësi të ndërmjetme dhe më

pak nga shkëmbinj argjilo-alevrolitorë si shkëmbinj të butë. Përbëhet nga shumë maja të rrumbullakosura me lartësi 170-491,9m të ndara nga njëra tjetra nga qafa të ulëta. Shpati lindor i kësaj kreshte bie me 22-45° (pjesa e sipërme) deri 9-10° (pjesa e poshtme) dhe është shumë i copëtuar nga veprimtaria gërryese e shumë përrrenjve madje dallohet në të gjithë rajonin për shkallën e lartë të erozionit ku përveç luginave të ngushta dhe të thella janë formuar dhe mjaft vatra erozionale të cilat janë të tipit konsekuent me rënie të madhe dhe shkallëzim të dukshëm në pjesën më të sipërme të tyre. Kurrizet, midis këtyre përrrenjve, janë në formë shkallëzim-kueste, ku në pjesën e sipërme këto forma janë më të shpeshtë për shkak se në këtë pjesë kemi shkëmbinj me fortësi të butë (argjilo-alevrolitorë) me ndërthurje shtresash apo thjerrzash të përbërë nga shkëmbinj me fortësi të ndërmjetme (ranorë). Shpati perëndimor bie në mënyrë graduale me kënd nga 20° (pjesa e sipërme) deri 10-15° (pjesa e mesme dhe e poshtme). Edhe ky shpat paraqitet i copëtuar nga disa përrrenj duke formuar mjaft lugina të ngushta e të thella të tipit konsekuent. Në pjesën jugore të kësaj kreshte kemi zhvillimin e kuesteve me shtrirje të madhe gati sa ajo e kreshtave monoklinale të përmendura më sipër. Këto kueste shtrihen midis përroit të Madh dhe të Pinetit si dhe midis përroit të Pinetit dhe Sheteli. Në këtë sektor kuestet janë mjaft të zhvilluara dhe larg njëri-tjetrit çka lidhet me rënie të butë të shtresave dhe trashësinë e madhe të tyre.

Në juglindje të kreshtës Vorë-Ndroq, paralel me të takohet kreshta monoklinale e Mënikut me gjatësi rreth 7km. Ajo takohet midis luginave subsekuente të përrrenjve të Urës (perëndim) dhe Lalmit (lindje). Kreshta në fjalë zë fill nga lugina e përroit të Kusit (veri) dhe përfundon në luginën e lumit Erzen (jug) ku dhe ulet në mënyrë graduale nga 350-398m në 100m. Përgjithësisht ajo është e rrumbullakët. Në drejtim të lindjes shpati bie me kënd 20-26° ndërsa në drejtim të perëndimit ai ka pjerrësi më të butë (10-20°). Litologjikisht ndërtohet nga shkëmbinj mergeloro-ranorë me ndërshtresa argjilore si shkëmbinj mesatarisht të fortë. Të shumta janë luginat e tipit subsekuent obsekuent dhe konsekuent të formuar nga degët e përrrenjve të Urës dhe Lalmit. Në veri të kreshtës Vorë-Ndroq, në vijueshmëri me të, midis përroit të Gërdecit dhe Shargës dallohet kreshta monoklinale e Marqinetit me gjatësi rreth 9km. Ato ndahen nga lugina e gjerë dhe e thatë e Vorës e cila në këtë sektor është e tipit konsekuent.

Kjo kreshtë fillon nga lugina e Vorës duke vazhduar drejt veriut deri në Gërdec ku dhe ndryshon drejtim për në

veriperëndim dhe përfundon në luginën e Tarinit. Ndërtohet kryesisht nga shkëmbinj ranorë me fortësi të ndërmjetme. Ajo përbëhet nga disa maja të rrumbullakosura me lartësi absolute që luhaten nga 250-310m (pjesa qendrore dhe veriperëndimore) deri 150-200m (pjesa jugore). Shpatet e saj kanë pjerrësi 10-15° deri 25-30°. Ata janë të copëtuar nga lugina të shumta konsekuente (shpati perëndimor) dhe obsekuente (shpati lindor). Një tjetër kreshtë monoklinale, me gjatësi rreth 7km është ajo e Prezës e cila shtrihet paralel me atë të Marqinetit në lindje të saj, me fillesë nga lugina konsekuente e Vorës për të përfunduar në atë të përroit të Budëllës. Në përgjithësi ajo ka një reliev të ulët 50-100m deri 200m. Kurrizorja e kësaj kreshte përbëhet nga ndërthurja shtresëhollë e ranorëve, konglomeratëve me ato argjilore si shkëmbinj mesatarisht të fortë, ndërsa shpatet ndërtohen nga shkëmbinj argjilorë të butë. Në pjesën e sipërme shpati lindor ka pjerrësi 25-32° dhe në pjesën e poshtme ajo zbutet deri në 5-10° derisa bëhet njësh me fushën e Tiranës, kurse shpati perëndimor ka pjerrësi më të vogël që varion nga 20-25° (pjesa e sipërme) deri në 10° (pjesa e poshtme). Edhe kjo kreshtë është e aksidentuar shumë nga veprimtaria eroduese e degëve të përrrenjve Shargë dhe Budullë që kanë formuar lugina të thella e të ngushta të tipeve kryesisht obsekuente gjatë shpatit lindor dhe konsekuente në shpatin perëndimor.

### b-Njësia morfologjike fushore

Përfshin pjesën më të ulët dhe të rrafshët të rajonit të studiuar (Fig. 2), e cila kufizohet në lindje nga grumbujt dhe vargjet kodrinore të Nikël-Tapizë-Morinë-Pinar, Institutit Bujqësor-Paskuqan-Babru-Ferraj dhe të Shtish Tufinës-Shkozë, në jug nga kodrat e Saukut dhe në perëndim nga vargu kodrinor i Prezë-Bërxullë-Kashar-Yzberisht dhe i Marqineti-Vorë-Ndroq. Ndërsa në pjesën veriperëndimore ajo është e hapur. Në pjesën më të madhe të saj kjo fushë ka pjerrësi 0.0°-3.0°. Përgjithësisht ajo kalon gradualisht në zonat kodrinore nëpërmjet pjerrinave ose siç quhen ndryshe “glaciset”, të cilat kanë pjerrësi 3.0°-5.0° (Fig. 2) dhe vetëm në zonën e Prezës kufiri është i karakterit morfotektonik dhe pjerrësia bëhet mbi 15°. Nga ana hipsometrike lartësia absolute e fushës së Tiranës lëkundet nga 30m në Rinas dhe 55m në Kamëz deri në 100m në Zall Herr, 110m Pallati i Kulturës dhe 150m Kinostudio. Drejtimi i përgjithshëm i fushës së Tiranës është veriperëndim-juglindje. Duke u nisur nga evolucioni tektonik del se ajo është me moshë të re e formuar menjëherë pas krijimit

të strukturës së rrudhosur të sinklinalit të Tiranës gjatë orogjenezës pas Pliocenike kryesisht asaj “Valahase-N<sub>2</sub>-Q<sub>1</sub>”, gjatë së cilës u riaktivizuan tektonikat submeridionale të Ishëm-Prezës dhe ato të krahut perëndimor të vargmalit Krujë-Dajt. Mbi këtë depresion të krijuar gjatë Kuaternarit, akumuluan depozitimet e veta lumi i Tiranës, Tërkuzës dhe i Lanës si dhe mjaft përrrenj (Limuthi etj.), duke bërë të mundur formimin e kësaj fushe e cila vazhdon zhvillimin e vet edhe në ditët e sotme. Në veçoritë morfologjike të saj përveç lëvizjeve neotektonike ulëse-ngritëse kanë ndikuar edhe veprimtaria depozituese erozionale e lumenjve që kanë formuar një reliev të shkallëzuar në trajtën e niveleve tarracore. Në sektorin Shtish Tufinë-Kinostudio dallohen mirë dy nivele tarracash erozive akumuluese.

**b.1.1.** Tarraca e dytë shtrihet gjithashtu në të majtë të lumit të Tiranës nga Ura e Brarit (lindje) deri në ish kombinatin “M. Mame” duke formuar një formë të ngjashme me një gjysmë patkoi. Tarraca e dytë është e karakterit erozional në sektorët Ura e Brarit deri në afërsi të Kinostudios dhe më në perëndim ajo është e karakterit akumulativ. Depozitimet e kësaj tarrace nga pikëpamja hipsometrike ndodhen 2-3m deri 8-10m mbi tarracën e parë. Ka gjatësi rreth 9km dhe gjerësi 30-50m deri 1,3-1,5km.

Në lindje kjo tarracë ka lartësinë më të madhe mbi nivelin e detit 150-170m, ndërsa në drejtim të perëndimit ky nivel vjen duke u ulur në mënyrë graduale ku në Kinostudio zbret deri 145m dhe më në perëndim, drejt qendrës së qytetit të Tiranës dhe të lagjes së Kombinatit të tekstileve, ulet më tej. Kështu tek ish ndërmarrja Rruga-Ura lartësia absolute e tarracës së dytë është rreth 140m, tek Materniteti dhe Sheshi Skënderbej 110m, tek ish Ndërmarrja 21 Dhjetori 105m, në sektorin e ish Kombinatit Ushqimor Ali Kelmendi ulet deri në 90-95m etj. Duhet theksuar se në sektorin e ish Uzinës Enver-Teknikumi Teknologjik pjesa e sipërme e kësaj tarrace i është nënshtruar veprimtarisë gërryese e akumuluese të lumit të Lanës duke ndërprerë vijueshmërinë e saj në sipërfaqe (është e mbuluar nga depozitimet e tarracës së parë të Lanës) për të vazhduar më në perëndim deri në sektorin e Yzberishtit. Tarraca e dytë, në zonën e qytetit Tiranë, duke filluar afërsisht tek ish Ndërmarrja Rruga-Ura, bëhet tarracë akumulative. Në këtë pjesë ajo është pjesërisht e mbuluar nga depozitimet e tarracës së parë të lumit të Tiranës. Në fragmentet e ruajtura vihet re se ajo ka gjerësi mjaft të madhe që luhatet nga 50-100m (Shtish Tufinë) deri 1,1km (Fakulteti i Mjekësisë) dhe 1,3km (Sheshi Skënderbej). Trashësia e

depozitimeve aluviale të kësaj tarrace varion nga disa metra (sektori Shtish Tufinë-Kinostudio) deri 30-40m (Teknikumi Teknologjik-Fabrika e bukës-Kombinati i drurit). Trashësia e madhe e aluvioneve në zonën e qytetit e më në perëndim dëshmon për një ulje të vazhdueshme të kësaj zone në kohën e formimit të tarracës (Pleistoceni i mesëm-i sipërm,  $Q_{2,3}$ ) dhe zhytjen e saj në drejtim të ish Kombinatit të tekstileve. Po në këtë kohë lumi i Tiranës mendohet të ketë rrjedhur për nga kombinati dhe të bashkohej me lumin e Erzenit në afërsi të urës së Beshirit. Më vonë, ndoshta në Pleistoceni e sipërm ( $Q_3$ ), ai për arsye tektonike ose të mbushjes së luginës nga prurjet e ngurta, në sasira të mëdha, ka devijuar shtratin e tij (gjatë Pleistoceni të sipërm,  $Q_3$  deri Holocen,  $Q_4$ ) për të formuar një shtrat të ri me drejtim rrjedhje për nga veriperëndimi në atë drejtim që ka pak a shumë sot. Për këtë flet trashësia relativisht e vogël (2-4m deri 10-15m) që kanë depozitimet aluviale në këtë anë, të cilat ndërtojnë dhe tarracën e parë të tij. Në braktisjen e shtratis, një ndikim jo të vogël, mendohet se ka ushtruar dhe lumi i Lanës.

**b.1.2.** Tarraca e parë me lartësi 3m deri 5-8m mbi shtratin e lumit takohet thajse e pandërprere në krahun e majtë të tij nga Rrapi i Treshit deri në Laknas ku bashkohet me tarracën e parë të lumit të Tërkuzës. Në krahun e djathtë të lumit ajo ka zhvillim të kufizuar në formë fragmentare. Edhe kjo tarracë në sektorin Ura e Brarit – Antibiotiku është e tipit erozionalo-akumulativ ndërsa më poshtë është e tipit akumulativ. Formon një fushë të gjerë ku zgjerimin më të madh ajo e merr duke filluar nga Alliasi dhe sidomos poshtë Babrusë kjo tarracë zgjerohet shumë (2km) veçanërisht në Laprakë dhe pranë Institutit Bujqësor.

Lartësia absolute e saj është 150m (shkolla e qenve), 130m (shkolla komunale), 115m (Babru) dhe kështu ajo ulet gradualisht në drejtim të rrjedhjes në 105m (kombinati mishit), 90m (fabrika e këpucëve) deri në 50m (Laknas). Depozitimet aluviale të kësaj tarrace në disa sektorë vendosen direkt mbi shkëmbinjtë rrënjësorë dhe në disa të tjerë mbi aluvionet e tarracës së dytë. Trashësia e tyre luhetet nga 2-5m deri 15-20m. Ato përfaqësohen në pjesën e sipërme nga depozitime suargjilore dhe nganjëherë nga lyme e rëra të cilat kanë trashësi 2-4m (Allias, Don Bosko, Laprakë, Bregu i Lumit dhe Laknas) dhe në zonën e Bërxullit ajo arrin deri në 12,0m, ndërsa pjesa e poshtme ndërtohet nga depozitimet zhavorore me përbërje kryesisht gëlqerore dhe mbushje me fraksion më të imët rëre.

**b.1.3.** Përveç dy niveleve tarracore të trajtuara më lartë lumi i Tiranës ka zhvilluar dhe formuar dhe tarracën e shtratis apo tarracën zallishtore. Ajo takohet nga Brari (Rrapi i Treshit) deri tek Bregu i Lumit. Gjerësia e saj shkon nga 50-350m dhe trashësi 3-4m deri 8-12m. Në mjaft raste kjo tarracë është shndërruar në troje ndërtime sidomos në zonën e Alliasit për të vazhduar deri në Laknas.

Krahas formimit të tarracave të lumit të Tiranës u krijuan dhe u diferencuan dhe niveli tarracor i lumit të Tërkuzës si dhe u individualizua edhe tarraca e parë e lumit të Lanës në një kohë me formimin e niveleve të para tarracore të lumenjve të sipërpërmendur.

**b.2.** Në sektorin e kombinatit të autotraktorëve tarraca e lumit Lana i përket tipit erozionalo-akumulativ me lartësi 3-5m mbi shtratin e lumit. Më në perëndim, sipas drejtim të rrjedhjes, ajo bëhet akumulative dhe vendoset kryesisht në aluvionet e tarracës së dytë të lumit Tiranës dhe në dalje të qytetit të Tiranës ato mund të vendosen edhe mbi aluvionet e tarracës së parë. Trashësia e aluvioneve të tarracës së parë të lumit Lanë varion nga 0,5-1,0m (kombinati autotraktorëve) në 3-4m (Materniteti i Ri, Shkolla e Baletit) deri 8-10m (sektori i Tiranës së re-Selitë e vogël). Pjesa e sipërme është surerë dhe suargjilë, kurse pjesa e poshtme ka pamje zhavorore me shumë mbushje suargjilore. Materialet zhavoror është kryesisht ranorik.

Edhe lumi i Tërkuzës, pasi kalon depozitimet ranore të suitës Iba dhe futet në depozitimet argjilore-alevrolite të Mëzezit e zgjeron shumë shtratin e vet ku i ruan këto përmasa deri sa ai arrin në zonën fushore ku merr të njëjta karakteristika si ato të lumit të Tiranës. Janë evidentuar deri tre nivele tarracore në lumit të Tërkuzës pa përfshirë tarracën zallishtore.

**b.3.1.** Në afërsi të grykës së Bovillës, në pjesën ku luginë zgjerohet, takohen mbetjet e tarracës së tretë në të majtë të lumit të Tërkuzës rreth 15m mbi nivelin e tij. Ajo është akumulative-erozive dhe ka një përhapje mjaft të kufizuar. Pjesët akumulative ndërtohen nga zhavorë dhe më pak suargjila. Depozitimet e kësaj tarrace kanë trashësi deri 3-4m.

**b.3.2.** Edhe tarraca e dytë e këtij lumi ka përhapje të kufizuar në të majtë të këtij lumi rreth 15-20m mbi nivelin e tarracës së parë poshtë fshatit Zall Herr (Fig. nr. 2). Në ndërtime të saj marrin pjesë suargjilat pluhurore, rëra e imëta dhe më pak zhavorret. Ajo ka një trashësi 4-5m dhe gjerësi 300-400m.

**b.3.3.** Tarraca e parë e lumit të Tërkuzës me lartësi 2-4m mbi shtratin e vet fillesën e saj e ka në afërsi të fshatit Zall Herr për të vazhduar në drejtim të perëndimit në fushën e Kamzës dhe në sektorin e Laknas-Kamzë prej nga marrin së bashku drejtimin e veriperëndimit ku dhe bashkohet me tarracën e parë të lumit të Tiranës. Duke u nisur nga depozitimet zhavorore të takuar në luginën e Vorës si dhe nga forma tipike e një luginë lumore (me shpate të lugëta e të mysëta) edhe lumi i Tërkuzës si dhe ai i Tiranës ka rrjedhur në drejtim të perëndimit nëpërmjet kësaj çarje, ku më vonë ai ndryshon drejtim rrjedhje drejt veriperëndimit, afërsisht në këtë pozicion që është dhe sot, pak a shumë në të njëjtën kohë dhe për të njëjta shkaqe si dhe lumi i Tiranës. Depozitimet aluviale të kësaj tarrace kanë trashësi nga disa metra deri 30-50m (Laknas) që përfaqësohen nga suargjilat (1-2m deri 10-12m pjesa e sipërme) dhe nga zhavorret (pjesa e poshtme). Ajo ka një gjerësi mjaft të madhe që arrin deri në 2,5km në fushën e Kamzës dhe të Valiasit.

**b.3.4.** Edhe tarraca zallishtore e këtij lumi, me gjerësi 100-400m është mjaft e zhvilluar. Ajo shtrihet nga gryka e Bovillës deri në afërsi të Rinasit. Kudo përfaqësohet nga depozitimet zhavorore me përbërje gëlqerori që arrijnë trashësi nga 10-15m deri në 35-40m. Vitet e fundit, si rezultat i një shfrytëzimi intensiv dhe pa kriter të këtyre zhavorreve, tarraca e ka humbur pamjen natyrale të saj.

**b.4.** Ashtu siç e kam theksuar edhe më sipër, në evolucionin e fushës së Tiranës, dhe veçanërisht në morfologjinë e saj një rol jo të vogël kanë luajtur dhe përrenjtë nëpërmjet veprimtarisë depozituese dhe më vonë eroduese të tyre ku një nga më kryesorët është ai i Limuthit. Edhe në grykën e Limuthit me origjinë tektoniko-erozionale pas Pliocenike ( $N_2-Q_1$ ), si rezultat i veprimtarisë akumuluese të përroit me të njëjtin emër dhe të degëve të tij (përroi i Kasharit, Gegës, Mazrekut, Zajcës, Gjokajve) gjatë Kuaternarit u krijua një reliev i sheshtë fushor me lartësi absolute 80m (pjesa jugore), 70m (pjesa qendrore) dhe 50m (pjesa veriore), shtrirje jug-veri dhe që konturohet në perëndim, jug dhe lindje nga kodrat me lartësi të ulët të Kasharit dhe të Vorës ndërsa në veri ajo është e hapur ku dhe bashkohet me fushën e Tiranës. Mes përmes saj kalon përroi i Limuthit i cili ka formuar një luginë të ngushtë (2-5m) dhe të thellë (3-4m deri 8-10m). Në përroit e Limuthit janë vërejtur një nivel tarracor mbi nivelin e shtratis. Në pjesën jugore të fushës tarraca është e tipit erozivo-akumulues ndërsa drejt veriut ajo bëhet tarracë akumulative. Tarraca është e zhvilluar mjaft mirë në të dy anët e përroit të Limuthit.

Ajo ka një gjerësi që arrin deri 1km ndërsa në drejtim të veriut ajo vazhdon deri në afërsi të fshatit Bërxull ku dhe bashkohet me tarracën e parë të lumit të Tiranës. Trashësia e saj në drejtim të veriut vjen duke u rritur kështu në pjesën jugore ajo ka trashësi 4-5m, në qendër 8-10m ndërsa në veri trashësia arrin deri në 15m (Ura e Limuthit). Ndërtohet kryesisht nga depozitime proluviale të përbëra nga suargjila me ndërthurje shtresash të holla rëre dhe zhavorri.

## 2.2. Dukuritë gjeodinamike

Si rezultat i punimeve fushore të kryera në zonën Tiranë-Vorë në lidhje me dukuritë gjeodinamike janë evidentuar mjaft të tilla, të cilat ne i kemi grupuar si më poshtë:

### a- Grupi i dukurive antropogjenë

Si rezultat i ndërhyrjes së njeriut për qëllime të shfrytëzimit të mineralit të gymyrit gurit në zonën në zonën studiuar për rreth minierës së Valiasit dhe asaj të Mëzezit kanë ndodhur ulje (subsidence) dhe çarje të sipërfaqes së tokës. Nga punimet e kryera ka rezultuar se në tërë zonën e shfrytëzuar janë krijuar:

- Hinka në minierën e Mëzezit me dalje në sipërfaqe të cilat kanë diametër nga 15-20m deri 50-60m dhe thellësi 1-2m deri 3-5m.

- Ulje të sipërfaqes së tokës në formën e një brazde të gjerë paralel me zonën e shfrytëzuar, e cila është karakteristikë për minierën e Valiasit. Këtu uljet variojnë nga 0.8-1.0 m deri 1.8-2.1 m. Nga ndodhja e këtij fenomeni, shumë objekte inxhinierike janë dëmtuar. Kështu nga uljet e tokës në zonën e minierës së Mëzezit janë dëmtuar p.sh. godina e mekanikës bujqësore dhe shumë godina të tjera banimi në të cilat janë krijuar çarje të mureve 7-10cm dhe ulje të tyre deri 8 cm. Gjithashtu dëmtime janë evidentuar dhe në rrugën automobilistike Tiranë-Durrës, e cila ka pësuar çarje me gjerësi deri 3-5 cm.

### b- Grupi i rrëshqitja të tokave

Nga punimet fushore janë hartografuar shumë rrëshqitje toke të cilat janë të tipit rrëshqitje rrjedhje, rrëshqitjet rotacionale dhe shembje. Ato kanë ndodhur në njësinë morfologjike kodrinore në shpate me pjerrësi mbi 10°. Trupi rrëshqitjeve ndërtohet nga dhera eluviolo-deluvial, që janë vendosur mbi shkëmbinjtë argjilo-alevrolitoranorë me kore përjrimi të zhvilluar dhe kanë trashësi

2-3m deri 4-6m, gjatësi nga disa dhjetëra metra deri 450-500m dhe gjerësi nga dhjetëra metra deri rreth 250-300m. Siç e kam theksuar dhe më sipër nga punimet fushore (Muceku Y., etj. 2001, 2002 dhe 2003) të kryera në këtë rajon ka rezultuar se mjaft sektorë kodrinorë janë aksidentuar si rezultat i zhvillimit të këtij fenomeni. Kështu ato takohen në "ulluqe fosil", lugina të përroskave dhe të përrenjve apo në shpatet e tyre ku mund të veçohen (Fig. 2):

Nënjësitë geomorfologjike kodrinore lindore dhe jugore.

- Sektori kodrinor midis fshatit Morinë dhe Pinar
- Sektori kodrinor nga Paskuqani deri në fshatin Zall Herr (përroi i Çerokës)
- Sektori kodrinor i Babrusë
- Shpati i majtë i lumit të Lanës (Kombinati i autotraktorëve)
- Shpatet në veri të Sanatoriumit dhe varrezave të dëshmorëve
- Shpati i majtë i përroit të Kabalit (Farka e madhe)
- Shpati i majtë i përroit të Kallmit (Farka e madhe-Lundra)
- Shpati verilindor dhe jugperëndimor i kreshtës Seljtë e vogël-Stërmas
- Sektori kodrinor i Sharrës

Nënjësia geomorfologjike kodrinore perëndimore.

- Sektori i Marqinetit (në shpatet e përroit të Gërdecit)
- Shpatet e përroit Marqinetit dhe të përroit të Ajshës
- Sektori verior i kodrave të Bërxullit
- Shpati lindor dhe perëndimor i kreshtës Vorë-Kuç (Dukaj)
- Shpatet e përroit të Germetit, Kashar
- Shpati verilindor dhe jugperëndimor i kodrave Yrshek-Mëzes
- Shpatet e luginës së përroit të Lalmit (Allgjatë)
- Shpatet e përroit të Ballames (Meniku dhe Sheshi)
- Shpatet e përroit Madh (Barëzezi dhe Sauqeti)
- Shpatet e përroit të Pinetit (Sheteli)

Si përfundim mund të themi se zonat kodrinore me pjerrësi shpati mbi 10° dhe mbulesë eluvialo-deluviale mbi 2m janë mjaft të prekura nga kjo dukuri duke

shkaktuar humbje të mëdha sipërfaqesh të tokave bujqësore dhe atyre jobujqësore. Kështu në bazë të punimeve fushore të kryera (Muceku Y., etj. 2001, 2002 dhe 2003) janë hartografuar në hartë me shkallë 1:25 000 (Fig. 2) të gjithë tipet e rrëshqitjeve (rrëshqitje rrjedhje, rrëshqitjet rotacionale, shembje) që përfshihen në zonën e studiuar. Pra siç shikohet dhe më lart, pa qëndrueshmëri e shpateve është mjaft e lartë për këtë zonë. Kështu në zonën e studiuar (Fig. 2) kanë ndodhur rreth 433 rrëshqitje, të cilat kanë një sipërfaqe rreth 573 ha. Kjo do të thotë se masat inxhinierike-mbrojtëse kundër rrëshqitjeve sipërfaqësore si drenazhimi i ujërave sipërfaqësore dhe nëntokësore, ndërtimi i mureve mbajtëse dhe pyllëzimi i shpateve me bimësi me lartësi të vogël janë të domosdoshme të kryhen në këtë rajon.

Nga sa trajtuam më sipër konkludojmë se:

Sektorët apo zonat më të përshtatshme për planifikim dhe zhvillime urbane janë ato sektorë-zona që bëjnë pjesë në njësinë morfologjike fushore përveç zonës së shfrytëzuar nga miniera e Valiasit dhe Mëzezit, si dhe në njësinë morfologjike kodrinore në shpate me pjerrësi më të vogël se 15°. Ndërsa sektorë dhe zona të papërshtatshëm për planifikime dhe zhvillime urbane janë ato sektorë dhe zona, që kanë rrëshqitur, ulur nga subsidenca, janë eroduar apo kërcënohen nga këto fenomene si dhe shpatet me pjerrësi mbi 15°.

### 3. Konkluzione

Zona e studiuar shtrihet nga përroi i Farkës dhe lumi i Erzenit në jug për të vazhduar drejt veriut deri në Rinas, Ajo përbën zonën më të rëndësishme administrative të Shqipërisë. Studimi i geomorfologjisë së zonës Tiranë-Vorë përbën një faktor mjaft të rëndësishëm midis gjeofaktorëve të tjerë në planifikimin dhe zhvillimin urban të saj. Zonat kodrinore me pjerrësi shpati mbi 10° dhe mbulesë eluvialo-deluviale mbi 2m janë mjaft të prekura nga kjo dukuri duke shkaktuar humbje të mëdha sipërfaqesh të tokave bujqësore dhe atyre jobujqësore. Në zonën e studiuar kanë ndodhur rreth 433 rrëshqitje, të cilat kanë një sipërfaqe rreth 573 ha. Sektorët apo zonat më të përshtatshme për planifikim dhe zhvillime urbane janë ato sektorë-zona që bëjnë pjesë në njësinë morfologjike fushore si dhe në njësinë morfologjike kodrinore në shpate me pjerrësi më të vogël se 15°, ndërsa sektorë-zona të papërshtatshme konsiderohen ato sektorë-zona që kanë rrëshqitur dhe eroduar apo kërcënohen nga këto fenomene si dhe shpatet me pjerrësi mbi 15°.

### REFERENCAT

- ALIAJ SH. (1988)- Karakteristika neotektonike dhe sizmotektonike e zonës përreth Tiranës për qëllime të mikrozonimit sizmik. Instituti i Sizmologjisë Tiranë, fq. 81 – 84.
- DIMO LL., etj (2001)- Studim gjeoambjental i rajonit Tiranë – Fushë Krujë, SH.GJ.SH., Tiranë, fq. 17 – 56.
- HATHEWAY A., W., (1998)- Engineering geology and environment. 8th Congress of the International Association for Engineering Geology and the Environment, Vancouver, Canada., p. 2269 – 2278.
- KONOMI N., etj. (1984)- Rajonizimi gjeologjiko – inxhinierik i qytetit të Vlorës për mikrozonimin sizmik. Buletini i Shkencave Gjeologjike, nr. 3, 1984, I.S.P.G.J., Tiranë fq. 61 – 81.
- KONOMI N., DAKOLI H., etj (1988)- Rajonizimi gjeologjiko – inxhinierik i qytetit të Tiranës për qëllime të mikrozonimit sizmik. Qendra Sizmologjike Tiranë, fq. 70 – 116, 166 – 192.
- MUCEKU Y., (2003)- Studimi: "Administrimi i territorit dhe i resurseve natyrore në rajonin Tiranë – Durrës – Kavajë". Harta gjeologjiko-inxhinierike e rajonit Tiranë-Durrës-Kavajë, shkallë 1:25000. Arshiva Qendrore e Shërbimit Gjeologjik Shqiptar, Tiranë.
- MUCEKU Y., (2005)- Kushtet geomorfologjike dhe dukuritë fiziko-gjeologjike të zonës Tiranë-Vorë. Disertacioni me temë "Studimi i sjelljes së dherave kohezive nën veprimin e ngarkesave statike dhe dinamike për zhvillimin urban të zonës Tiranë-Vorë", Fakulteti i Gjeologjisë dhe Minierave, fq.70-102.
- NAÇO P., KODRA A., (2003)- Studimi: "Administrimi i territorit dhe i resurseve natyrore në rajonin Tiranë – Durrës – Kavajë". Harta gjeologjike e rajonit Tiranë – Durrës – Kavajë, shkallë 1:25000. SH.GJ.SH. Tiranë.
- PEREIRA J. J, etc (1998)- Using geological information as planning tools for urban, centers – The case of Chang Valley. 8th Congress of the International Association for Engineering Geology and the Environment, Vancouver, Canada., p. 2573 – 2578.
- QIRIAZI P. (1990)- Probleme geomorfologjike të terreneve të degraduara të rrethit të Tiranës. Studime gjeografike Nr. 4. Qendra e Studimeve gjeografike, Tiranë, fq. 67 – 81.
- QIRIAZI P., KRUTAJ F. (1990)- Harta geomorfologjike e rajonit kodrinor përreth Tiranës. Studime gjeografike Nr. 4. Qendra e Studimeve Gjeografike, Tiranë, fq. 5 – 22.
- SHRESTHA O. M., etc (1998)- Engineering and environmental geological map of the kathmandu Valley, scale 1:50000. Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Hannover – Germany.

### Abstrakt

The studied area extends from Farka stream and Erzeni River in south up to Rinas in north, as well as Dajti mountain in east up to Marikaj-Ndroq in west. Nowadays is quite obvious that, along with the scientific and technological progress, the role of the studding of the geomorphologic processes to urban planning and development becomes every day more and more important. The morphological information necessary for particular stages of land-use planning is one main factor among other geofactors in such studies. A geomorphologic mapping on scale 1: 25 000 is carried out in this area.

From this work, the investigated area is divided in two units:

- a-The hill morphological unit
- b- The field morphological unit

And each unit related to some morphological characteristics is divided in several subunits. So, from field works, satellite image and from results taken from others informations is compile the morphological map on scale 1: 25 000 of the investigated area. Besides of the two units and other subunits the map is divided according slope inclination (0-5°, 5-10° and over 15°), which is given by different color. It contents the lithology types (rocks and soils), landslides & erosion occurrences and tectonics line as well. It's very important to emphases a rather of percentage of landslides affect areas of the studied area, where



superficial erosion is in initial stage and in areas with advanced torrential erosion. It should also be mentioned that in the studied area, the maximum for the frequency of landslides is observed in slopes with slope inclination over 15°. Finally during the field investigations works in the studied area are recorded 433 landslides, which all together have an area 573ha. Analytically, the consequences of landslides in the different works and natural environment refer to: building wall cracks, ground fractures in the vicinity of technical works, destruction of farming areas and fractures on roads and pavements.

## BASENI AKUIFER I ELBASANIT, KONDITAT TEKTONIK-FORMUESE DHE PROBLEMET E MENAXHIMIT TE TIJ

PETRAQ NAÇO\*, ENTON BEDINI\*, PIRO LEKA\*\*

### Hyrje

Baseni akuifer i Elbasanit zhvillohet përgjatë luginës së lumit Shkumbin (fig. 1, 2). Për rrjedhoje ai është i lidhur organikisht me zhvillimet e hershme dhe të sotme të kësaj luginë. Zhvillimet e hershme kanë të bëjnë me origjinën e formimit të këtij magazinuesi akuifer dhe mekanizmin e funksionimit të basenit. Zhvillimet e sotme kanë të bëjnë me përqendrimet komunitare përgjate kësaj luginë, nevojën që ato kanë për ujëra, si dhe problemet negative që ato i shkaktojnë ambjentit, për rrjedhojë dhe basenit akuifer. Lugina e lumit Shkumbin për vetë pozicionin gjeografik që ka, si sot edhe në të ardhmen do jetë nën zhvillime të fuqishme rajonale, si pjesë përbërëse e korridorit të tetë, për rrjedhoje është mirë të njihen pasuritë natyrore të saj, si në kuptimin e përdorimit ashtu edhe të mbrojtjes. Në këtë artikull duam të theksojmë, që baseni akuifer i Elbasanit përfaqëson një prodhues potencial ujërash të përdorimit të gjerë e ndërkohë është i kërcënuar seriozisht nga ndotjet. Gjithashtu duam të theksojmë dhe t'i bëjmë me dije opinionit shkencor, që potencialiteti i këtij baseni është kushtëzuar nga zhvillimi tektonik specifik që ka kaluar ky segment. Gjithçka është e lidhur me thyerjen e hershme Elbasan-Dibër dhe regjimet tektonike komplekse të rrjedhura prej saj, si formimi i luginës, i lumit që kalon përmes saj, i horizontit potent zhavorror, ashtu edhe drenimi i burimeve të fuqishme sipërfaqësore e nëntokësore.

### Studjueshmëria e fenomenit

Dy janë problemet që kane tërhequr vëmendjen e studjuesve të ndryshëm, gjërësia e madhe e luginës së lumit Shkumbin në sektorin Elbasan-Papër, e luginës së lumit Devoll në sektorin Shtërmën – Mollas dhe drenimet e fuqishme sipërfaqësore të vërejtura në segmentin Mirakë-Elbasan (Burkar, 1920; Novak, 1923; Melo, 1961; Mitro, 1963, 1964; Lako, 1966, 1971; Marishta, 1999, 2001; Naço etj.,

### Abstrakt

Baseni akuifer i Elbasanit është një ndër prodhuesit më të mëdhenj të ujërave të pijshëm në Shqipëri. Në të njëjtën kohë ai përfaqëson një nyje komplekse hidrogeologjike, ku ndërthuren drenimet e fuqishme nëntokësore me rrjedhjet e mëdha ujore sipërfaqësore, të cilat lëvizin nëpër një shtrat zhavorror me trashësi mbi 200 m. Burimet e Byshekut dhe të tunelit të Mirakës përbëjnë drenime të fuqishme sipërfaqësore nga gëlqeroret triasikë të zonës tektonike Mirdita. Burimet e Griqanit dhe të Krastës përbëjnë drenime të fuqishme sipërfaqësore nga gëlqeroret kretakë të n/zonës tektonike Krasta. Puset e shpuar në Labinot-Fushë, Krastë e Madhe, Krastë e Vogel, Katund i Ri, Vidhas, Murriqan etj, shfrytëzojnë ujërat e akuiferit zhavorror të Elbasanit, të cilët janë dhe furnizuesit kryesorë me ujra të pijshëm dhe ujëra teknike për komunitetin dhe zhvillimet industriale. Akuiferi zhavorror i Elbasanit zotëron rezerva të konsiderueshme ujore të cilat sot shfrytëzohen pjesërisht. Ai është i karakterizuar nga rezerva potenciale, të cilat mund të shfrytëzohen për zona me zhvillime intensive urbane, si ajo Kavajë-Durrës. Baseni akuifer i Elbasanit është i lidhur potencialisht me dy elemente kryesorë, horizontin zhavorror dhe lumin Shkumbin. Të dy këta elemente janë të kërcënuar seriozisht nga ndotjet urbane, për arsien e thjeshtë, se mbi dhe përgjate tyre ndodhen qendra të rëndësishme komunitare dhe industriale. Baseni për vetë potencialin e rezervave ujore që përmban, meriton një mbrojtje speciale. Ai është formuar në konditat e një regjimi tektonik zgjerues, të krijuar si rezultat i tërthores së hershme aktive Elbasan-Dibër.

**Fjalë kyçe:** Baseni akuifer i Elbasanit, lumi Shkumbini, regjim tektonik zgjerues, tërthorja Elbasan – Dibër

\*Instituti i Kerkimeve Gjeologjike, Tiranë  
\*\*Qendra Gjeofizike, Tiranë

2005a). Burkar dhe Novak gjërësinë e madhe të luginave e shpjegojnë me prezencën e një thyerje transversale me moshë shumë të re, në formën e një grabeni. Sipas tyre, në periudhën e vjetër kuaternare në rajonin e fushës së Elbasan-Papër-Cërriku-Shtërmën ka ekzistuar një liqen i madh ku zbrazeshin ujrat e Shkumbinit dhe të Devollit, ndërsa më vonë, në kohën e kuaternarit të ri, u hap gryka e Bishqem-Paprit, nga e cila u derdhën në det jo vetëm ujërat e liqenit, por filloi të rrjedhe në shtrat të ri edhe vetë lumi Shkumbin, duke u shkëputur përfundimisht nga Devolli. Si argument kryesor këta autore sjellin gjërësinë e madhe të luginës në rajonin e Elbasanit, ngushtimin e saj në rajonin e Papër-Bishqemit dhe praninë e depozitimeve të pliokuaternarit të tipit

liqenor, të konstatuar nga Del-Piaci në rajonin e Elbasanit. Në vitin 1961 këtij problemi i rikthehej studjuesi i pasionuar i gjeologjisë shqiptare Melo V. i cili megjithëse nuk i mohon shkëputjet tektonike larmicitetin morfologjik të luginës e lidh me larmicitetin e strukturave mbi të cilat ajo shtrihet. Ndërkohe thekson që gjatë gjithë jetës së vet, lumi Shkumbin, ka pas rrjedhur në luginën e sotme të tij, ndërsa gjatë kuaternarit të hershem lumi Devoll, apo një degë e tij mund të jetë derdhur në lumin Shkumbin. I rëndësishëm është konstatimi i arritur nga ky autor, që në luginën e Elbasanit depozitim kuaternare kanë trashesi rreth 180 m, ndërtohen në mënyre ritmike dhe që tarracat e reja vendosen mbi tarracat e vjetra. Ky është një fakt shumë i si në kuptimin

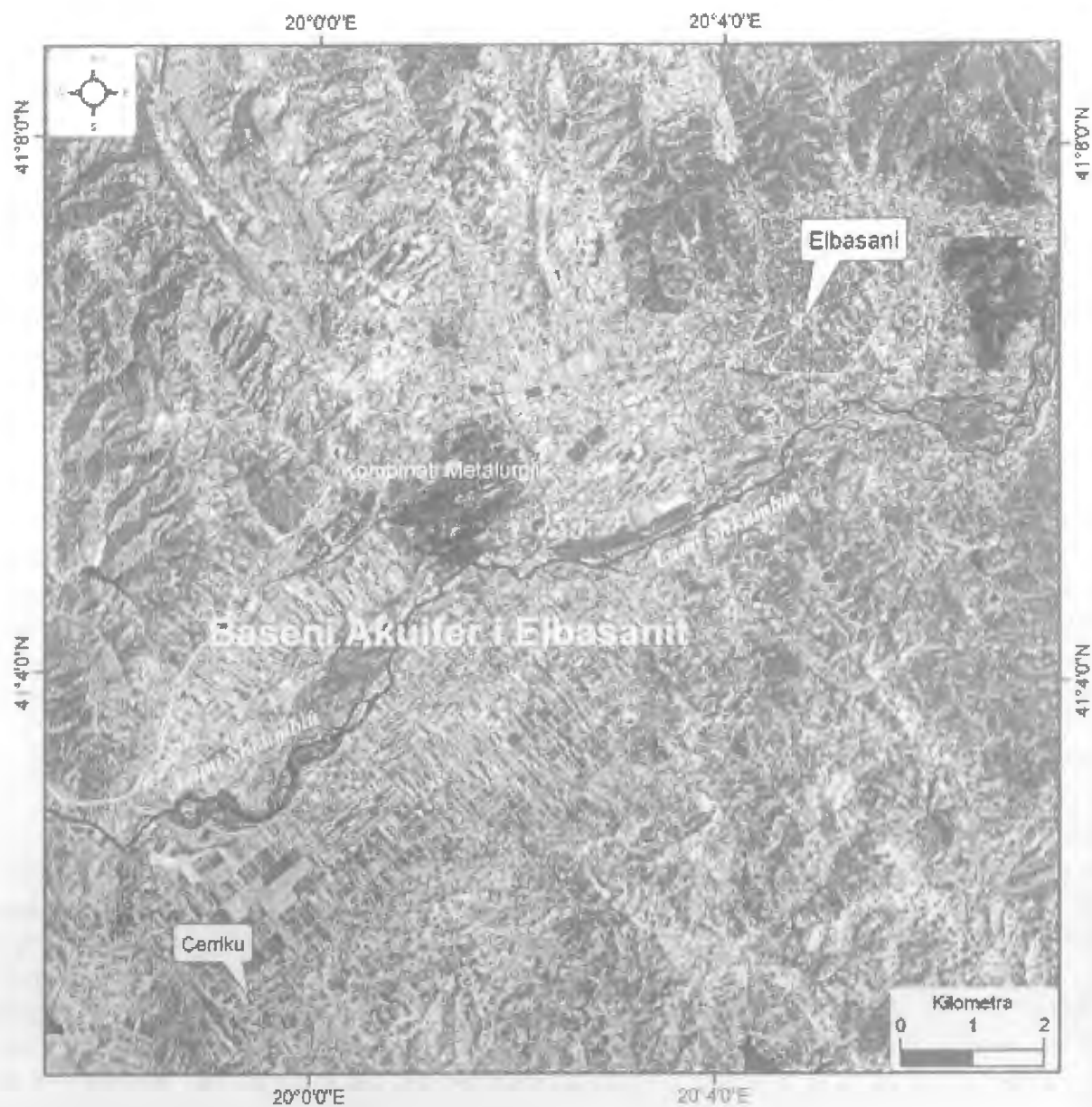


Figura 1. Rajoni i Basenit Akuifer te Elbasanit ne nje imazh satelitor Landsat.  
Figure 1. The region of the Aquifer Basin of Elbasani in a Landsat image.

rëndësishëm që flet për regjimin zgjerues që ka perjetuar lugina gjatë gjithë epokës kuaternare. Shkarkimet e fuqishme të ujërave nëntokësore, të vërejtura në afërsitë lindore të qytetit të Elbasanit, vazhdimisht kanë tërhequr vëmendjen e specialistëve hidrogeologe, të cilët me kërkimet e bëra i kanë vënë këto ujëra në shërbim të komunitetit dhe industrisë (Mitro, 1963, 1964; Lako, 1966, 1971), duke konfirmuar rezerva të konsiderueshme. Depozitimet pliokuaternare përbëjnë një

### Vendndodhja në kuadrin e Albanideve

Baseni akuifer i Elbasanit është i lidhur me një ndër elementet tektonik me të rëndësishëm të Albanideve, me tërthoren Elbasan-Dibër. Shprehje direkte e kësaj tërthoreje është masivi evaporitik i Dumresë, orientimi lindje-perëndim i strukturave të n/zonës Krasta për këtë segment, përballja tektonike e masivit



Figura 2. Pozicioni gjeotektonik i Basenit Akuifer te Elbasanit.  
Figure 2. Geotectonic position of the Aquifer Basin of Elbasani.

fakt të pakontestueshem (Marishta, 1999, 2001; Naço etj., 2005), i cili flet shumë për evolucionin gjeotektonik të luginës. Në pikpamje të dinamizmit, për sektorin e Elbasanit, lumi Shkumbin ka mbartur energji potenciale të ulet, pra ka lëvizur nëpër një zonë depresive, duke zgjeruar kufijtë e luginës dhe duke depozituar trashësira të konsiderueshme sedimentesh. Madje në momente apo intervale të caktuara kohe lugina është kthyer në liqen, përmes të cilës ka lëvizur lumi. Shprehje të këtij momenti janë mbetjet pliokuaternare të takuara në të dy anët e saj, në Tregan dhe në Baltez (Naço etj., 2005a).

ultrabazik të Shpatit me formacionet e n/zonës Krasta, si dhe gjurmët e freskëta të tektonikave të tipit falje të vërejtura në Letan dhe në Marak (Naço etj., 2005a, 2005b). Kjo tërthore është aktive dhe sot e kësaj dite. Ajo jo vetëm ka diktuar rrjedhën e lumit Shkumbin për këtë sektor, jo vetëm ka luajtur rol parësor për formimin e luginës së thellë erozionale, por ka krijuar kushte për sedimentimin e trashësive të medha zhavorrore, për drenimin e burimeve të fuqishme, dhe ç'ka është më e rëndësishmja ka mundësuar vendosjen tërthore të basenit akuifer mbi zonat tektonike Jonike, Kruja, Krasta, Mirdita (fig. 2) në kuotat më të ulta paleogeografike. Konkretisht baseni akuifer i Elbasanit

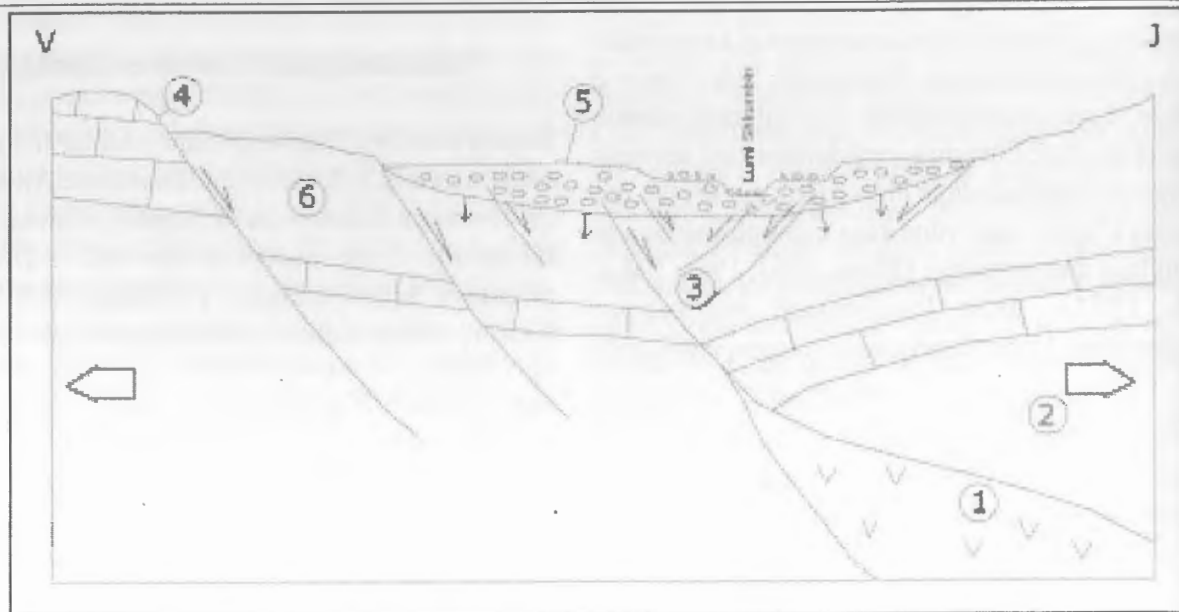


Figura 3. Modeli gjeotektonik i basenit akuifer. 1. Thyerja transversale Elbasan-Dibër dhe ngritja e evaporiteve, 2. Regjim tektonik zgjerues. 3. Sistem faljesh. 4. Falje e re në sipërfaqe. 5. Baseni akuifer në subsidencë të vazhdueshme. 6. Flish.

Figure 3. The geotectonic model of the Aquifer Basin of Elbasani. 1. Elbasani-Dibra transversal fault and evaporite uplift. 2. Extensional tectonic regime. 3. Faulting system. 4. Faults observable on the surface. 5. The aquifer basin in continuous subsidence. 6. Flysch.

hapësitor, të pozicionit gjeologjik, të konditave të formimit ashtu edhe të përbërjes litofaciale është produkt direkt i tërthores Elbasan-Dibër dhe i situatave tensionuese të lindura prej saj.

**Tektonika regionale dhe regjimi zgjerues aktiv përcaktues të basenit akuifer të Elbasanit**

Tërthorja Vlorë-Elbasan-Dibër sëbashku me atë Shkodër-Pejë janë dy tektonikat tërthore më të rëndësishme ndër Albanidet, të cilat jo vetëm kanë ndikuar në zhvillimin strukturor, por janë aktivë dhe sot e kësaj dite.

Aktiviteti i sotëm është i shprehur si nëpërmjet lëkundjeve sizmike (Aliaj etj., 1996), planeve të reja tektonike (Naço etj., 2005a, 2005b), ashtu edhe formimeve kuaternare, sidomos atyre lumore, si reflektuese direkte të regjimeve tektonike (Bridge, 2003). Konkretisht tërthorja Elbasan-Dibër me të cilën është lidhur dhe objekti që ne po analizojmë, shprehjet më spektakolare të saj ka masivin evaporitik të Dumresë dhe ata të Peshkopisë. Këta masive përfaqësojnë shfryrje të thellësive të mëdha të nëntokës, nëpërmjet tërthoreve të vjetra, duke krijuar regjime tektonike komplekse. Masivët evaporitik për vetë natyrën rrjedhëse, përjetojnë një zgjerim të vazhdueshëm, për pasojë diku krijojnë regjim

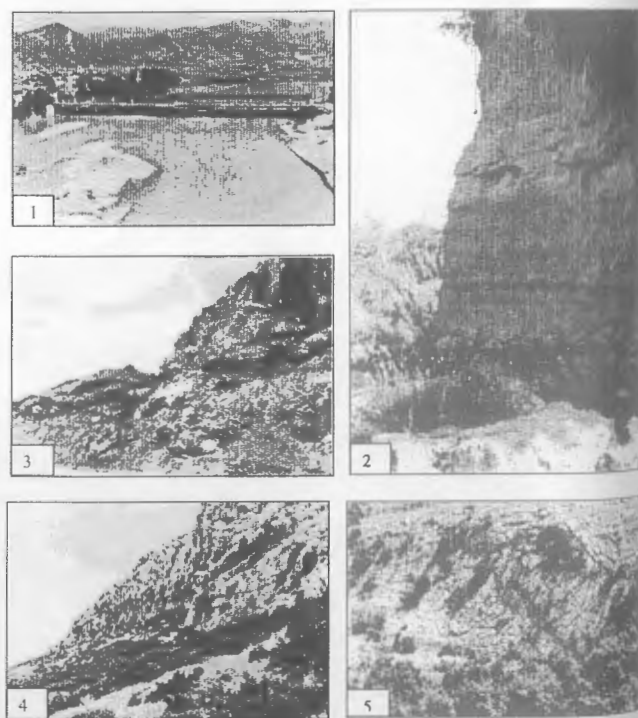


Figura 4. Faljet normale dhe tarracat lumore, dëshmi të lëvizjeve të reja tektonike. 1. Tarraca e shtratit, lum Shkumbin; 2. Tarraca e dytë; 3. Falje normale, Letan; 4. Falje normale, Marak; 5. Falje normale, detaj i 4-ës.

Figure 4. Normal faults and river terraces, evidence of neotectonic movements. 1. Riverbed terrace, Shkumbin River; 2. Second terrace; 3. Normal fault, Letan; 4. Normal fault, Marak; 5. Normal fault, detail of 4.

ngritës, diku ulës apo zgjerues (fig. 3), në pjesët ballore krijojnë regjime shtytëse, në pjeset e pasme regjime tërheqëse. Masivi evaporitik i Dumresë nëpërmjet tërthores Elbasan-Dibër kufizohet në lindje me antiklinalin karbonatik të Marakut, duke qenë produkt i të njëjtit proces tektonik formimi. Evaporitet gjatë rrugës për të dalë në sipërfaqe, nëpërmjet thyerjes tektonike kanë strukturuar dhe formuar antiklinalin e masivin karbonatik të Marakut. Ky antiklinal në mënyrë të vazhdueshme përjeton një regjim ngritës dhe mbihypës, ndërsa pjesët

periferike anësore përjetojnë regjim zgjerues, distensiv të përshtatshëm për krijimin e hapësirave grabenore, nën ritmin e tektonikave të tipit falje (fig. 3). Në të tillë regjim tektonik është formuar baseni akuifer i Elbasanit. Lugina me të njëjtin emër, për pasojë dhe vetë rrjedha e lumit Shkumbin është efekt i fenomeneve të ndodhura në konditat e këtij regjimi zgjerues. Fillimisht lugina është shoqëruar nga fundosje dhe erodim i fuqishëm i shkëmbinjve të bazamentit nën ritmin e faljeve normale. Më pas lugina, kuptohet, gjatë epokës

Mosha	Litologjia	Indeksi Trashesia	Pershkrimi i shkurter formacional	Ngjarjet gjeologjike
Holocen		al Qh <sub>2</sub> 5-7 m	Tarraca e shtratit, zhavorre, zhure, rera, popla, argjila.	
		al Qh <sub>1</sub> <sup>I</sup> 8-10 m	Tarraca e pare, rera, alevrite, zhavorre.	
Pleistocen		al Qp <sub>3</sub> <sup>II</sup> 10-15 m	Tarraca e dyte, rera, alevrite, zhavorre copa.	
		al Qp <sub>3</sub> <sup>III</sup> 15-25 m	Tarraca e trete, zhavorre, rera, alevrite, argjila, copa.	
		al Qp <sub>3</sub> <sup>IV</sup> 10-15 m	Tarraca e katert, zhavorre, rera, alevrite argjila, copa.	
		al Qp <sub>3</sub> <sup>V</sup> 15 m	Tarraca e peste, zhavorre, rera, alevrite, argjila.	
Plio-Kuaternar		N <sub>2</sub> <sup>P-Q</sup> 30-50 m	Argjila shumengjyreshe, zhure	
Pliocen-Oligocen			Depozitime te bazamentit	

Figura 5. Kolona litostratigrafike e formacioneve fluviale me ngjarjet gjeologjike.

1. Sipërfaqe erozive akumuluese të varrosura; 2- Sipërfaqe erozive akumuluese aktuale; 3- Ngritje, erozion, ulje, akumulim; 4- Fusha e sotme erozivo-akumuluese; 5- Ngritje e fuqishme tektonike, kuaternare; 6- Faza të fuqishme malformuese.

Figure 5. Lithostratigraphic column of the fluvial deposits with the geological events.

1. Buried erosive-accumulative surface. 2. Present erosive-accumulative surface. 3. Uplift, erosion, subsidence, accumulation. 4. Present erosive-accumulative field. 5. Strong tectonic uplift during Quaternary. 6. Strong orogenic phases.

kuaternare ka përbërë një graben të gjerë, përmes të cilit lëvizte qetësisht lumi Shkumbin, madje mund të ketë përbërë edhe një liqen, në të cilin energjia potenciale e lumit binte në nivele minimale, duke lëshuar të gjithë materialin e trashë poplor që ai mbarte me vete. Në të tillë kondita është formuar horizonti zhavorror i basenit akuifer të Elbasanit, trashësia e të cilit mund të jetë më e madhe nga 200 m. Ky regjim zgjerues është i pranishëm edhe sot, i shprehur me faljet e freskëta (fig. 3, 4) dhe shtratin e gjerë të lumit Shkumbin (fig. 1).

Të njëjtin regjim tektonik, distensiv ka përjetuar dhe vazhdon të përjetojë edhe lugina e lumit Devoll, në segmentin Shtërmën-Mollas, duke konfirmuar se i përkasin të njëjtit proces tektonik formimi. Pra, të dyja

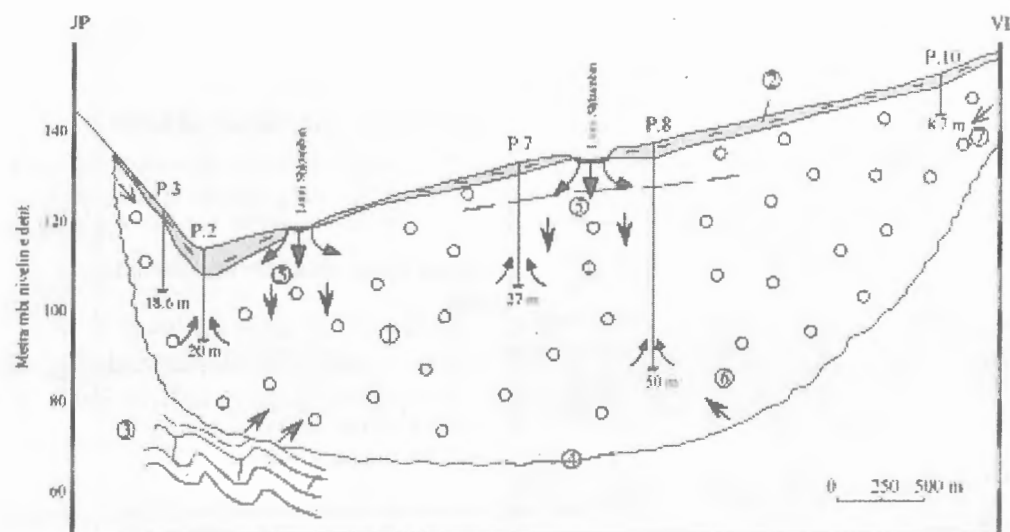


Figura 6. Modeli hidrogeologjik i akuiferit zhavorror të Elbasanit (Labinot Fushe). 1. Horizont ujë-mbajtës. 2. Mbulesë toke. Argjila dhe alevrolite. 3. Bazamenti. Nën-zona tektonike Krasta. 4. Dyshemeja e depozitimeve kuaternare. 5. Fronti i ushqimit me ujëra nga lumi. 6. Fronti i ushqimit me ujëra nga n/zona Krasta. 7. Fronti i ushqimit me ujëra nga rrjedhje të ndryshme sipërfaqësore.

Figure 6. Hydrogeological model of the Elbasani gravel aquifer (Labinot Fushe). 1. Water bearing horizon, Gravels, sands. 2. Soil cover. Clays and silts. 3. Bedrock. Krasta tectonic subzone. 4. The bottom of quaternary deposits. 5. Front of recharge from Shkumbini River. 6. Front of recharge from Krasta subzone. 7. Front of recharge from various surface water flows.

luginat kanë të njëjtin histori gjeologjike formimi, për rrjedhje gjithçka është thënë e konstatuar për luginën e Elbasanit qëndron e pritët edhe për luginën e Devollit. Në këto kushte i japim prioritet mendimit që gjatë pliokuaternarit dhe pleistocenit të hershëm (para formimit të tarracës së tretë) lumi Shkumbin se bashku me lumin Devoll të kenë rrjedhur në luginën e Mollasit. Këtë fakt e mbështet përhapja hapësinore e tarracave përgjatë luginave (Naço etj., 2005a, Prifti, 1984).

kuaternare, regjim i cili nuk ka funksionuar për segmentin në diskutim, mbasi regjimi zgjerues në të ka qenë më fuqishëm se ai ngritës regional.

Fenomeni për të cilin po flasim, mund të përbëjë një rast të rrallë, ku tarracat e reja fluviale janë vendosur mbi tarracat e vjetra. Ky fakt është konstatuar nga disa puse të shpuar, nëpërmjet prerjes litologjike dhe elektrodiagramave.

Për pasojë rajoni Labinot Fushë-Elbasan-Cërrik nën regjimin e një ulje të vazhdueshme tektonike ka puset e

### Litostratigrafia dhe horizontet akuifere

Në pikpamje stratigrafike baseni akuifer është formuar gjatë kohës pleistocen-holocen i kufizuar nga poshtë nga depozitimet më të reja të bazamentit që i përkasin pliokuaternarit, ndërkohë që vazhdon të formohet dhe sot e kësaj dite, i shprehur me gjërësinë e madhe të tarracës së shtratit të lumit Shkumbin, deri në 1000m (fig. 1). Në pikpamje të formimit të sedimenteve zhavorrore, rajoni përreth përmban të rregjistruar evolucionin e formimit të pesë tarracave lumore (fig. 5) (Naço etj., 2005a, Melo V., 1961; Prifti, 1984), duke shprehur regjimin tektonik ngritës të trevës gjatë epokës

përjetuar varrosje të njëpasnjëshme të tarracave lumore, në konditat e një baseni të pakompensueshëm me sedimente duke çuar kështu në formimin e trashësive të mëdha zhavorrore. Formacioni zhavorror, mbi bazën e informacionit të marrë nga puset e shpuar dominohet nga zhavorret e zhuret dhe më pak rërat, të cilat zënë rreth 20-30% të tij, ndërsa materiali i imët alevrit-argjilor takohet shumë pak, kryesisht përbën mbulesën e formacionit zhavorror në trajtën e tokave që shkon nga 1-8 m. Siç e kemi thënë dhe më sipër, në mënyrë konkordante apo diskordante horizonti zhavorror është i vendosur mbi zonat tektonike Jonike, Kruja, Krasta e Mirdita, në kuotat më të ulta hipsometrike të ekspozimit të këtyre formacioneve rrënjësore. Horizonti kryesor akuifer janë vetë zhavorret e kuaternarit të karakterizuar nga parametra dhe kondita hidrogeologjike potenciale. Ndërkohë horizonte të tjerë jo pak të rëndësishëm janë karbonatet e n/zonës tektonike Krasta, të njohura me burimet e Griqanit e të Krastes, si dhe karbonatet e zonës tektonike Mirdita, të njohura me burimet e Byshekut e të tunelit të Mirakës. Krahas burimeve sipërfaqësore këto horizonte duhet të kenë dhe drenime të tjera të fuqishme në dyshemenë e horizontit zhavorror apo shtratin e lumit Shkumbin.

### Mekanizmi i funksionimit të basenit akuifer

Baseni akuifer i Elbasanit megjithëse përbën një nyje komplekse hidrogeologjike, shtylla kryesore e tij mbetet horizonti zhavorror kuaternar. Në mënyrën me të thjeshtuar, konkrete dhe praktikë baseni akuifer i Elbasanit mund të konceptohet në përbërje të dy elementeve, të trashësisë zhavorrore dhe të rrjedhes ujore të lumit Shkumbin. Trashësia zhavorrore luan rolin e enës magazinuese dhe të sistemit filtrues. Rrjedha ujore e lumit Shkumbin, në konditat e kalimit përmes horizontit zhavorror, luan rolin e burimit të ushqimit, duke përvijëzuar basenin akuifer të Elbasanit si një basen potencial, me rezerva të pashtershme (Naço etj., 2005). Mekanizmi i funksionimit të basenit akuifer konsiston si më poshtë: Ujërat e rrjedhës ujorë të lumit Shkumbin, apo të drenimeve nëntokësore të zonave tektonike Krasta e Mirdita ushqejnë në mënyrë të vazhdueshme horizontin zhavorror, në konditat e një ene të mbushur plot. Kjo mbështetet në të dhenat e marra në shpimet e eksperimentuara, ku megjithëse janë marrë debite të konsiderueshme, mbi 100 l/sek ndryshimi ndërmjet nivelit statik dhe atij dinamik për pjesën potenciale të shtratimit akuifer ka qenë fare i vogël, e shumta 0.5 m. Ndërsa

Parametrat e puseve	Vidhasi	Kraste e Vogel	Katundi i RI	Labinot Fushe	Kraste e Madhe
Trashësia e shtreses ujëmbajtëse (m)	22-68	10	43-82	6-48	10-18
Debiti (l/s)	20-145	55-111	16-17	8.3	102-154
Debiti specifik (l/s/m)	17-115	78-125	119	55	82-104
Niveli statik (m)	0.5-8.2	0.77-0.85	8.25-16.5	7.8-10.7	0.42-17.3
Niveli dinamik (m)	2.5-8.7	1.22-1.37	8.41-16.8	7.9	0.4-1.04
Koeficienti i filtrimit (m/dite)	95-100	875			
Rrezja e influences (m)	50-312	200		25	300
Temperatura e ujit (°C)	14	14-14.5	10	12.5-15	10-15
PH	7-8	7.2	7.7	7.4-7.7	7.3-8.1
Fortesia e pergjithshme	4.2-8.9	4.33-4.77	9-11	8.15-13.74	6.5-13
Mineralizimi i pergjithshem (g/l)	0.32-0.75	0.34-0.39	0.29	0.25-0.42	0.2-0.57
Mbetja e thate (g/l)	0.11-0.57	0.24-0.28	0.2-0.24	0.15-0.28	0.15-0.35
Kolitriri	100			+300	+300
Coloni për 1cc	1-10				0
Analiza bakteorologjike			+30		
Na+K (g/l)	0.017-0.027	0.005-0.008	0.015-0.048		0.003-0.006
Ca (g/l)	0.03-0.08	0.055-0.063	0.03		0.04-0.05
Mg (g/l)	0.03-0.054	0.019-0.02	0.02		0.02
HCO <sub>3</sub> (g/l)	0.2-0.4	0.24-0.27	0.2		0.22-0.24
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> (g/l)	0.01-0.08	0.01	0.02		0.02
Cl (g/l)	0.01-0.08	0.07	0.01-0.05		0.02
SO <sub>4</sub> (g/l)	0.006-0.009	0.014-0.018	0.009-0.04		0.006-0.02

Tabela 1. Parametrat e puseve në disa sektore të akuiferit.  
Table 1. Well parameters in several sectors of the aquifer.

shpuar, në konditat e vënies në punë, përbëjnë kolona vertikale drenimi, drejt të cilave lëvizin ujërat, që nëpërmjet pompave të thellësisë, apo sipërfaqes çohen tek konsumatori (fig. 6). Pra, baseni akuifer dhe lumi përbëjnë një sistem hidraulik. Në këtë kuptim, baseni përthith aq ujë nga lumi sa ai mund të mbajë, apo të përçojë përmes tij. Kështu gjejnë shpjegim dhe shkarkimet e fuqishme të ujërave nëntokësore në zonën e Murriqanit. Në këtë rast duke e parë problemin jashtë së tërës, të krijohet përshtypja sikur baseni ushqen lumin, por në fakt ai i kthen lumit pjesën e tepërt, duke luajtur rolin e një degëzimi nëntokesor.

### Përbërja kimike e ujërave dhe përdorimi konkret

Siç e kemi thënë dhe më sipër furnizuesi kryesor me ujëra i basenit akuifer të Elbasanit është rrjedha ujore e lumit Shkumbin, e cila e përshkon mes-per-mes atë, nga Labinoti Fushë në Papër. Përbërja kimike e ujërave të lumit rezulton si më poshtë: pH=7.7-8, mbetja e thatë=0.145-0.173 gr/l, mineralizimi i pergjithshëm=0.211-0.299 gr/l, fortësia në grade gjermane= 6.78,  $H_2SiO_3=0.0117$  gr/l, kolutitri=+300, Na+K = 0.0005-0.0136 gr/l, Ca = 0.0283-0.0371 gr/l, Mg = 0.0130-0.0184 gr/l,  $HCO_3 = 0.2104$  gr/l, Cl=0.0106 gr/l,  $SO_4=0.0095-0.0119$  gr/l,  $NH_4=0.0064$  gr/l,  $HCO_2=0.14$  gr/l,  $NO_3$ =gjurmë,  $NO_2$  = gjurmë (Mitro, 1963; Lako, 1971; Gelaj etj., 2003). Siç duket nga analizat, uji rezulton brenda parametrave të lejuara, duke përbërë një shtrat të sigurt për gjithë basenin akuifer. Ujërat e këtij baseni kanë përdorim të gjërë, shfrytëzohen si ujra të pijshëm dhe industrial në disa sektorë, si në Labinot Fushë, Krastë e Madhe, Krastë e Vogël, Byshek, Katund i Ri, Mjekës, Vidhas, Murriqan. Analizat kimike dhe bakterologjike si dhe të dhënat e pompimit janë paraqitur në tabelën e mëposhtme për çdo sektor. Gjithashtu këto të dhëna janë sistemuar në trajtë kolonash, për çdo shpim të kryer, lehtësisht të përdorshme për çdo rast (Naço etj., 2005a). Siç duket edhe nëpërmjet tyre, uji rezulton kimikisht dhe bakterologjikisht i pastër, brenda të gjithë normave të lejuara, i rekomandueshëm për t'u përdorur gjërësisht si ujë i pijshëm dhe industrial. Nëpërmjet ujës jellsave nga ky basen furnizohen me ujë një sërë qendrash komunitare, si Elbasani, Cërriku e disa komuna që vendosen buzë kodrave në të dy anët e lumit Shkumbin, si dhe shumë zona industriale e komplekse blegtorale.

### Rezervat ujore dhe mundësitë e përdorimit

Baseni akuifer i Elbasanit përmban rezerva të mëdha ujore. Këto janë të lidhura me shtrirjen e madhe hapësinore dhe burimet e furnizimit. Fusha aluviale e segmentit Labinot Fushë-Cerrik ka një shtrirje të konsiderueshme me përmasa 20 x 5 km dhe trashësi nga dhjetra metra deri më shumë se 200 m. Në puset e shpuar brenda horizontit zhavorror, me pompa vertikale është marrë një debit deri në 250 l/sek për pus. Karakteristikat hidraulike kanë rezultuar: koeficienti i filtrimit më i madh se 200 m/dite, transmisiviteti 900 m<sup>2</sup>/ditë, debiti specifik 60-80 l/s m, rrezja e influencës 350m. Burimet kryesore nga ushqehet me ujë baseni janë: rrjedha ujore e lumit Shkumbin prurjet e të cilit shkojnë nga 5-185 m<sup>3</sup>/sek, ujërat që drenojnë nga formacionet rrënjësore me prurje më shumë se 1000 l/sek, dhe rreshja atmosferike që bien mbi sipërfaqen e shtrirjes së tij. Në zonën e Vidhasit me puset e shpuar sigurohet një debit prej 2500 l/sek, nga i cili sot shfrytëzohet 1/3 e tij. Në zonën e Murriqanit sigurohet një debit prej 260 l/sek, nga i cili shfrytëzohen 80 l/sek. Nga burimet e Byshekut me prurje 250 l/sek shfrytëzohet vetëm 20 l/sek. Në zonat Krastë e Madhe dhe Krastë e Vogël merret përafërsisht një debit prej 1000 l/sek, i cili përdoret për furnizimin me ujë të qytetit të Elbasanit. Pra siç duket nga shifrat, për arsye të mos funksionimit të komplekseve industriale, sot nuk përdoret as 1/3 e rezervave të shfrytëzuara para vitit 1995, pa llogaritur rezervat në total të cilat sipas përlllogaritjeve të përafërta shkojnë mbi 5000 l/sek (Lako, 1961, 1964, 1970, 1971; Mitro, 1963, 1964; Gelaj etj., 2003). Për sa më sipër baseni akuifer i Elbasanit është një basen potencial i cili mund të perballoje me ujra të pijshëm dhe industriale për sot dhe për të ardhmen zona me zhvillime intensive urbane, interurbane dhe industriale, siç është konkretisht ajo Elbasan-Durrës, e cila përkohë gjithashtu me korridorin e 8-të.

### Probleme të menaxhimit dhe mbrojtja nga ndotjet

Problemet e menaxhimit padiskutim janë të pranishme dhe nga më të ndryshmet. Zona të tëra komunitare flenë mbi ujra apo janë buzë ujërave dhe ndërkohe vuajnë mungesën e tij. Ujërat e burimeve të Byshekut rrjedhin përposhtë e ndërkohe zona turistike e Llixhave, megjithëse fare pranë vuan mungesën e tyre.

### Përfundime

Afër 2000 l/sek ujë të puseve të Vidhasit flenë në zhavorret e vjetra të lumit Shkumbin, ndërkohë që zona turistike e Golem-Durrësit vuan mungesën ekstreme të ujit të përdorimit të gjerë. Formacionet zhavorrore dallohen për përshkueshmërinë e lartë, për pasojë kur bëhet fjalë për ujra, kërkohet një mbrojtje speciale, gjë e cila në fakt nuk vërehet. Ndërtime pa fund janë ngritur mbi fushat zhavorrore, madje fare pranë puseve të shfrytëzimit, si në zonat Krastë e Madhe, Krastë e Vogël, etj., duke përbërë shkelje të rëndë të kërkesave higjienosanitare, ndërkohë që këto sipërfaqe duhet të ishin vetëm zona të gjelbra, mundësisht sa më larg kimikateve të përdorura nga bujqësia. Shkarkime të shumta mbeturinash vërehen për gjatë shtratit të lumit Shkumbin, ndërkohë që gjithë pellgu ujëmbledhës i tij duhet marrë nën një mbrojtje të kujdesëshme. Një ndër ndotësit më të mëdhenj sot është kombinati metalurgjik, i cili me shkarkimet fluide, të gazta apo në trajtë tymrash përbën një rrezik potencial (Dimo etj., 2003). Ngritja e një landfilli për qytetin, larg zonës së shtrirjes së basenit akuifer, si dhe e një magjistrali për shkarkimin e ujrave të zeza, rrjedhjeve të ndotura në skajin më të poshtëm përfundimor të basenit përbën problemin më shqetësues dhe më të domosdoshëm. Megjithëse baseni akuifer është i mbuluar nga një shtresë argjilore me trashësi 1-8 m, ai megjithatë është vazhdimisht i kërcënuar nga ndotjet, që vijnë nga infiltrimi i ujërave sipërfaqësore apo shkarkimeve nëntokësore (Lako, 1971; Naço etj., 2005a).

- √ Baseni akuifer i Elbasanit është një ndër pellgjet ujore më të medha në Shqipëri, për të mos thënë më i madhi, i karakterizuar nga rezerva të pashtershme.
- √ Ai është formuar në konditat e një regjimi tektonik zgjerues, të krijuar si rezultat i tërthores Elbasan-Dibër.
- √ Përbën një nyje komplekse hidrogeologjike ku ndërthuren drenimet e fuqishme nëntokesore, horizontet potente zhavorrore, rrjedha ujore e lumit Shkumbin, në konditat e një luginë të hershme paleogeografike.
- √ Nga baseni akuifer i Elbasanit sot shfrytëzohet 1/3 e sasisë së ujit që shfrytëzohej para vitit 1995.
- √ Sipas llogaritjeve të bëra mund të nxirren mbi 5000 l/sek, sasi e cila mund të gjej përdorim përgjatë gjithë shtrirjes së korridorit të 8-të, nga Elbasani në Durrës duke iu përgjigjur në mënyrë afatgjatë zhvillimeve intensive të këtij segmenti, si investimeve industriale, nevojave komunitare, por në mënyrë të veçantë zhvillimeve turistike.
- √ Baseni akuifer ndodhet nën rrezikun e vazhdueshëm të zhvillimeve intensive, i kërcënuar nga ndotjet nëpërmjet infiltracionit dhe shkarkimeve përgjatë lumit Shkumbin, për pasojë duhet përfshirë në programin e një mbrojtje speciale.

### REFERENCAT

- ALIAJ SH. MELO V. ETJ. (1996). Harta neotektonike e Shqipërisë në shkallë 1:200 000 dhe monografia: Struktura neotektonike dhe evolucioni gjeodinamik i saj. Tiranë 1996.
- BRIDGE S.J. (2003). Rivers and Floodplains. Forms, Processes, and Sedimentary Record. Blackwell Publishing. p. 491.
- DIMO LL., PLUGER E. Vleresimi gjeoambiental në rajonin e Elbasanit. Fondi i Deges Rajonale Tiranë.
- BFTIMI R., TAFILAJ I. (1979). Nje veshtrim i shkurter mbi ujrata nëntokesore te vendit tone. Buletini i Shkencave Gjeologjike. Tiranë.
- GELAJ A. MAMAJ A. (2003). Vleresimi dhe mundesia e rritjes se rezervave te shfrytëzueshme te ujrave nëntokesore te pellgjeve Elbasan, Korçe. Tiranë 2003. F.Q.GJ.
- LAKO A. (1961). Raport mbi punimet hidrogeologjike te kryera ne zonen e Elbasanit Labinot - Fushe ne vitet 1959 - 1961. F.Q.GJ.
- LAKO A. (1966). Raport mbi punimet hidrogeologjike te kerkimit ne zonen Elbasan - Labinot - Fushe. Tiranë.

- LAKO A. (1971). Raport mbi punimet hidrogjeologjike te kerkimit ne zonen e Krastes se Vogel (Elbasan). Tiranë 1971.
- LAKO A. (1970). Raport mbi punimet e kerkim - shfrytezimit ne zonen e fshatit Vidhas - Elbasan. Tiranë.
- MARISHTA S. (1999). Kerkim-vleresimi i lendeve industriale, kimike, teknike dhe te ndertimit ne rajonin Elbasan-Peqin-Dumre. Arkivi Qendror i Gjeologjise. Tiranë.
- MARISHTA S. (2001). Harta gjeologjike dhe pasurite minerale te rrethit te Elbasanit, ne shkalle 1:50 000 dhe teksti sqarues i saj. Arkivi Qendror i Gjeologjise. Tiranë.
- MITRO S. (1963). Raport mbi punimet hidrogjeologjike te kryera ne zonen e Elbasanit gjate vitit 1961. Tiranë.
- MITRO S. (1964). Raport mbi punimet e kerkim - shfrytezimit te kryera ne Krasten e Madhe (Elbasan), viti 1963. Tiranë.
- MELO V. (1961). Pasqyrimi i levizjes neotektonike ne ndertimin e tarracave te Shkumbinit ne sektorin Elbasan - Paper. Buletini i Shk.Gjeologjike, v.1961.
- NAÇO P. ETJ. (2003). Rajonizimi gjeotektonik, vleresimi i baseneve te ujrave termominerale dhe mundesia e shfrytezimit te rajonit Elbasan - Tiranë - Ishem. Tiranë 2003.
- NAÇO P., LEKA P., BOROVA M. ETJ. (2005a). Studim kompleks per administrimin e territorit dhe resurseve natyrore: Gjeologjia-Territori-Ambjenti i bashkive dhe komunave te rrethit te Elbasanit. Arkivi Qendror i Gjeologjise. Tiranë.
- NAÇO P., KODRA A., ÇINA A., BEDINI E. (2005b). Active tectonics, evaporites and permanent seismicity of Elbasani area, Albania. 14-th Meeting of the Association of European Geological Societies, September 19-23, Torino, Italy.
- PRIFTI K. (1984). Kuaternari dhe vecorite gjeomorfologjike te lugines ne rrjedhjet e mesme te lumenjve Vjosa, Osum dhe Devoll. Tiranë 1984 (Disertacion).

#### Abstract

The Aquifer Basin of Elbasani represents one of the largest water resources of Albania. It extends along both sides of Shkumbini River in the segment from Labinot Fushe to Cerriku. The aquifer basin is organically linked with the alluvial deposits of this segment as well as with the activity of the Shkumbini River. The geological history of this basin is also that of the Shkumbini River. The alluvial field of the Labinot Fushe - Cerriku segment has a considerable and interesting spatial development with a size of 20 x 5 km and it is more than 200 m thick. Shkumbini River in this segment is characterized by a wide riverbed, testifying for a continuous extension in this sector. The Elbasan alluvial field was formed under an extensional tectonic regime that is active to the present days. This tectonic situation is related to the Elbasani-Diber transversal fault, which has the most spectacular expression in the evaporite diapirs of Dumrea and Peshkopia. The extensional tectonic regime created the conditions for the river flow to pass along this sector, designed this graben structure, and created the necessary conditions for the sedimentation of the thick gravel horizon. The aquifer basin of Elbasani is related to two main elements: the gravel horizon and the Shkumbini River. The gravels play the role of the storage and filtering tank whereas the river is an intensive water supplier. The aquifer basin is used for the drinking water supply of the Elbasani City, and other inhabited centers around it, as well as for the water supply of many industrial activities. Waters are mainly of the calcium-magnesium hydrocarbonate type, with total dissolved solids ranging between 0.2-0.5 g/l, water hardness 8-13 German degrees, and dry residue 0.2-0.4 g/l. The exploitation of the aquifer basin is carried out by wells 20-100 m deep. Well discharges are considerable varying between 50 to 150 l/s. Currently, the basin is under the impact of an extensive urban development. Numerous investments and constructions are taking place in this area; this favored also by the infrastructural strategic position of this sector, among others a passing way of the Transnational Corridor-8. The aquifer basin is suffering the negative impacts of a bad management and of environmental pollution from many factors. The aquifer basin of Elbasani has large water resources, offers considerable potential for exploitation and usage in the service of the community, but special protection measures against the pollution for the aquifer basin area as well as for the entire watershed of the Shkumbini River are required.

## STUDIMET GJEOSHKENCORE-KËRKIMI-ZBULIMI KOMPLEKS JANË TË AFTA TË SIGUROJNË EFEKTIVITET TË LARTË TË INVESTIMEVE PËR RINGJALLJEN E INDUSTRIE MINERARE SHQIPTARE

ALFRED FRASHËRI\*

### 1. Vështrim i shkurtër i ndërtimit gjeologjik të Albanideve

Albanidet përfaqësojnë strukturat gjeologjike që shtrihen në territorin e Republikës së Shqipërisë. Ato shtrihen midis Dinarideve dhe Helenideve.

Në Shqipëri përhapen shkëmbinj të moshës më të vjetër ordovikiane e deri tek ata më të rinj, antropogjenë (Harta Gjeologjike e Shqipërisë, në shkallën 1:200.000, Harta tektonike e Shqipërisë në shkallën 1:200.000). Albanidet i karakterizojnë dy treva paleogeografike të mëdha, Albanidet e jashtme dhe Albanidet e brendshme. Albanidet e brendshme karakterizohen nga prania e brezit ofiolitik madhor. Strukturat gjeologjike të Albanideve janë asimetrike, me anim tektonik nga perëndimi, por takohen edhe struktura të shtrira e të përmbysura dhe të komplikuar me shkëputje në krahët perëndimorë. Albanidet ndërpriten nga thyerje të thella gjatësore; nga disa prej të cilave kanë shpërthyer evaporite. Krahas tyre, evidentohen edhe thyerje tërthore sizmogjene, si ajo Shkodër-Pejë, Vlorë-Elbasan-Dibër etj. Me thyerjet e thella lidhen edhe burimet e ujërave termale. Studimet gjeologjike dhe gjeofizike krahinore kanë veçuar disa zona tektonike:

**Albanidet e brendshme:** Zonat tektonike Korabi, Mirdita, Gashi,

**Albanidet e jashtme:** Zonat tektonike Alpet Shqiptare, Krasta-Cukali, Kruja, Jonike, Sazani dhe Ultësira Pranadriatike.

#### 1.a. Albanidet e brendshme

**1.a.1. Zona Korabi (Ko),** e cila shtrihet në rajonet verilindore të Shqipërisë. Në këtë zonë dalin në sipërfaqe formacionet me moshë paleozoike, më të vjetër në vend, të cilat përfaqësohen nga rreshpe, ranorë, konglomeratë dhe gëlqerorë të metamorfizuar, shkëmbinj me pamje flishore, dhe

ranorë e konglomeratë. Vende-vende takohen trupa të vegjël shkëmbinjsh vullkanikë e subvullkanikë, me përbërje bazike dhe acido-alkalinore. Gjipset dhe anhidritet e rajonit të Peshkopisë janë të moshës triasike. Shkëmbinj të më të rinj janë gëlqerorët triasikë e jurasikë, fliшет jurasiko-kretakë dhe eocen i sipërm-oligocen i poshtëm, si edhe molasat neogjenike.

**1.a.2. Zona Mirdita (M),** e cila shtrihet si brez i gjerë përgjatë gjithë territorit të vendit, nga Tropoja në veri e deri tej Leskovikut në jug-lindje. Kati i poshtëm strukturor përbëhet nga ofiolitet dhe formacionet kontinentale në periferi të tyre. Brezi ofiolitik ndërtohet nga masivë magmatikë ultrabazikë në të dy pjesët anësore dhe nga gabro, plagjiogranite-diorite kuarcore dhe vullkanogjenë në pjesën qendrore. Ky brezi ofiolitik rrethohet nga një bordurë e formacionit vullkanosedimentar dhe gëlqerorë pelagjikë të triasikut të sipërm-jurasikut të mesëm. Mbi këta vazhdon melanzhi tektonik i jurasikut të sipërm-kretakut të poshtëm (flişi i hershëm). Mbi ofiolitet vende-vende shtrihen gëlqerorë të kretakut që përbëjnë katin e dytë strukturor. Gjatë etapave tardi-tektonike, në zonën Mirdita u formuan gropat molasike të brendshme, të gjeneracioneve të oligocen-miocen i poshtëm, të tortonianit dhe të pliocenit.

**1.a.3. Zona e Gashit (G),** e cila shtrihet në skajin verior të Tropojës. Në këtë zonë përhapen shkëmbinj të terrigenë dhe gëlqerorë pak të metamorfizuar të silurian-devonianit, si edhe shkëmbinj të vullkanogjenë të metamorfizuar.

#### 1.b. Albanidet e jashtme

**1.b.1. Zona e Alpeve (A),** që shtrihet në veri të Shqipërisë. Ranorët dhe konglomeratët e moshës permiane, janë shkëmbinj të më të vjetër të kësaj zone. Mbi këta, shtrihen shkëmbinj karbonatikë me ndërshtresa të tufave vullkanike të triasikut të mesëm, gëlqerorë e dolomite të triasikut të sipërm dhe gëlqerorë të jurasikut-kretakut, si edhe flişe të majës të kretakut të poshtëm-eocenit.

\*Fakulteti i Gjeologjisë dhe i Minierave

**1.b.2. Zona Krasta-Cukali (KC)**, shtrihet si një brez në perëndim të zonës Mirdita, dhe vazhdon tej kufijve shtetërorë shqiptarë. Kjo zonë ndahet në nënzonën Cukali dhe atë të Krastës. Cukali, midis Alpeve Shqiptare dhe zonës Mirdita ndërtohet nga shkëmbinj karbonatikë të mesozoit, disa shkëmbinj vullkanogjenë të trisikut të mesëm. Mbi këta shkëmbinj vendoset flishi i paleocenit-eocenit. Këta shkëmbinj formojnë një antiklinal të madh, me disa rudha të vogla në sfondin e tij. Nënzona Krasta, shtrihet si një brez i ngushtë nga Shkodra në veri deri në skajin juglindor të Shqipërisë, në Leskovik. Në këtë brez përhapen: flishi i albian-cenomanianit, seria e gëlqerorëve të senonianit dhe flishi i maastriktian-eocenit.

**1.b.3. Zona Kruja (Kr)**, si një brez shtrihet në perëndim të zonës Krasta-Cukali dhe vazhdon tej kufijve të vendit. Në pjesën e poshtme të prerjes së zhveshur të saj shtrihen shkëmbinj karbonatikë neritiko-pelagjikë të kretak-paleogjenit dhe mbi ta vendoset flishi oligocenik, i cili ka trashësi deri në 5km. Kjo zonë ndërtohet nga disa vargje antiklinale dhe sinklinale.

**1.b.4. Zona Jonike (J)**, e cila shtrihet në rajonet jug-perëndimore të Shqipërisë. Evaporitet e triasikut të sipërm janë shkëmbinj të më të vjetër të kësaj zone. Mbi ta shtrihet formacioni i trashë i gëlqerorëve neritikë dhe dolomiteve të triasikut të sipërm-jurasikut të poshtëm, gëlqerorët të jurasikut-kretakut-paleogjenit. Gëlqerorët vijnë me flishin oligocenik, dhe me formacionin flishoidal të akuitanianit. Shlirët e burdigalianit-langhinianit dhe pjesërisht të serravalian-tortonianit mbushin kryesisht brezat sinklinalë.

Rudhosjet kryesore të kësaj zone janë ato të miocenit të poshtëm dhe të mesëm, në tre breza antiklinalë: Brezi antiklinal i Beratit, i Kurveleshit dhe i Çikës. Këta breza, në përgjithësi, kufizohen midis tyre me mbihijje tektonike krahinore. Strukturat janë me asimetri perëndimore dhe kanë shtrirje të përgjithshme juglindje-veriperëndim. Ato kanë amplitudë disa kilometra.

**1.b.5. Zona Sazani (S)**, është vazhdim i platformës Apuliane. Ajo ndërtohet nga një prerje e trashë gëlqerorësh e dolomitësh kretako-oligocenike. Transgresisht mbi formacionin karbonatik, vendosen depozitimet mergelore të burdigalianit.

**1.b.6. Ultësira Pranadriatike (UPA)**, shtrihet në pjesën fushore në perëndim të Shqipërisë dhe është e mbushur me molasa miocenike dhe pliocenike, të cilat përgjithësisht janë të mbuluara nga depozitimet kuaternare. Trashësia e molasave zmadhohet nga

juglindja në veriperëndim, duke arritur në 5000m Molasa e Ultësirës është e rrudhosur dhe formon disa antiklinale, brahiantiklinale dhe sinklinale.

Ndërtimi gjeologjik i Albanideve ka krijuar kushte të favorshme për përqëndrimin e shumë lloje mineralor metalore, lëndë djegëse dhe jometalor-industriale (Fig 1, 2).

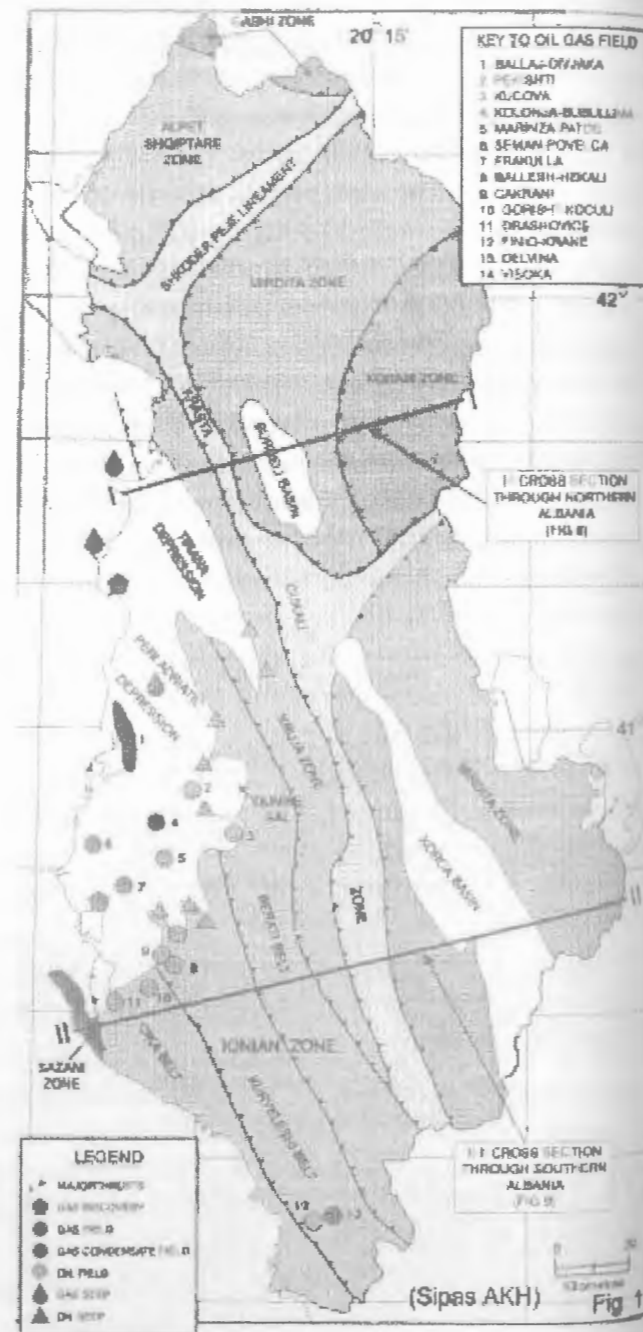


Figura 1. Skema tektonike me fushat naftë-gazmbajtëse të Shqipërisë (sipas AKH)  
Figure 1. Tectonic scheme with oil and gas fields of Albania (according to AKH)

## 2. Pasuritë natyrore të Albanideve

Pasuritë natyrore të Albanideve përfshijnë (Harta e Metalogjenike, Skema tektonike me vendburimet e naftës e gazit në Shqipëri-AKH):

**Rezervuarë Naftë e gazit:** Ballsh-Hekal, Cakran; Delvinë (kondensat), Drashovicë, Finiq-Kranë, Gorisht-Kocul, Kolonjë-Bubullimë; Kuçovë, Patos-Marinzë; Visokë.

**Rezervuarë gazi:** Ballaj-Divjakë, Frakull-Povelçë, Seman-Povelçë, zbulimi në Currila-Durrës.

**Minerale të ngurtë:** Në Hartën Metalogjenike të Shqipërisë në shkallën 1:200.000, e vitit 1999, janë hedhur 1189 objekte të 48 lloje mineralorsh të dobishme: kromite metalugjikë, kromite refraktarë, elementë të grupit të Platinit, hekur, hekur-nikel, nikel, titan, mangan, alumin, bakër, zing, plumb, ar, arsenik, zhivë, toka të rralla, sqfur, pirit, pirrotinë, barit, fluorit, magnezit, azbest, talk, pirofilit, olivinite, xham vullkanik, feldshpat,



Figura 2. Harta e pasurive minerale të Shqipërisë (sipas ALBES)  
Figure 2. Map of the mineral resources of Albania (according to ABDES)

biotit e kuarcite, kaolinë, fosforite, kripë guri, gjips e anhidrite. Trepele e argjila, gëlqerorë, dolomite, gurrë dekorativë, travertine, rëra, qymyre, torfa, shiste djegëse, bitum, rëra bituminoze, pirobotume, ujëra minerale.

Ndër këto menierale të dobishme janë:

Xeherorë	14
Joxeherore:	34
Minerale te dobishme jo xeherore	19
Minerale industriale dhe materiale për ndërtim	8
Lëndë djegëse	6
Ujëra Mineralë	

Midis këtyre objekteve ka vendburime të mëdha, mesatarë, të vegjël dhe shfaqje të mineralizuara sipas tabelës:

Lloji i vendburimet	I madh	I mesëm	I vogël	Shfaqje të mineralizuara
<b>XEHERORË</b>				
Kromit metalurgjik	9	16	29	125
Masivi Bulqizës	6	5	12	35
Masivi Kukës-Tropoje		10	11	7
Shebenik-Pogradec	3	1	6	54
Kromit refraktar				25
Hekur-Nikel, hekur, nikel silikat	8	15	12	63
Xeherorë bakri dhe polimetale	9	10	29	207
në rajonin Mirditë-Pukë-Kukës	9	9	23	123
<b>QYMYRE</b>	4	9	9	20
<b>MINERALE JO XEHERORE</b>				
Fosforite	4	3	4	23
Kripë guri	1	3	2	2
Magnezit		1		13
Asbest	1	2	1	17
Talk		1		1
Squrur		1		
Kaolinë		4		13
Fluorite			1	4
Shkrifërime	6	5	25	14
Biotit				1
Bitume	1			
Rëra bituminoze		1	1	1
<b>MINERALE INDUSTRIALE</b>				
Argjila	7	20	10	11
Rëra	4	7		4
Gëlqerorë	5	1	1	
Gurë dekorativë	9	10	2	
Travertina		1		
Gjipse-anhidrite		1		
Trepele, diatomite				
Olivinite				

Kërkimet komplekse gjeologjike-gjeofizike-gjeokimike me mbështetjen e të gjithave gjeoshkencave të tjera të Tokës, gjetën dhe paraqitën për shfrytëzim dhjetë vendburime të mineraleve të dobishme dhe siguruan efektivitetin e lartë ekonomik për ngritjen e industrisë minerare shqiptare. Për të parashtruar efektivitetin ekonomik të lartë të industrisë minerare Shqiptarë mjafton të përmendet se vetëm në vitin 1984 janë nxjerrë 1.007.000 tonë minerale bakri dhe u prodhuan 12.600 tonë bakër blister, 960.000 tonë kromite, 1.000.000 tonë hekur-nikel, 2.010.000 tonë qymyr etj (Vjetarë 1993-2001, INSTAT). Vetëm nga bakri e kromiti ekonomia shqiptare pati gjatë atij viti rreth 120 milionë USD të ardhura (Premti I. etj. 2000). Deri në fillim të viteve '90, nga kjo industri janë nxjerrë gjithsej rreth 20 milion tonë minerale bakri, 21 milion tonë kromite, 18

milion tonë hekur-nikel, 47 milion tonë qymyre. Vetëm mineralet e bakrit dhe të kromit kanë dhënë një vlerë prej rreth 2.28 miliardë USD. Mbi këtë industri u ngritën gjeozona të reja dhe u zmadhuan ekzistueset: Bulqiza, Memaliaj, Prenjasi, Laçi, etj. Vetëm Bulqiza kishte 5000 banorë, Memaliaj 5466 banorë, Laçi 11400 banorë. Në këtë industri punonin disa dhjetra mijë punëtorë, teknikë e inxhinjerë.

Për fat të keq, gjatë tranzicionit të egër dhe të tejzgjatur, industria minerare pothuajse është shkatërruar dhe abandonuar e tëra. Janë mbyllur e abandonuar pothuajse të gjitha minierat. Edhe ato që punojnë, janë jashtëzakonisht në nivelin e mundësive të tyre nxjerrëse. Mjafton të përmendim p.sh. se nëse në vitin 1984 u nxorrën 2.010.000 tonë qymyre, në vitin 1993 75.000 tonë, ndërsa në 2001 sasi "mikroskopike", vetëm 28.000 tonë. Indeksi i prodhimit industrial minerar në volum, sipas INSTAT, është zvogëluar si më poshtëvijon: 88.6 në vitin 1994, 86.5 në 1995, 75.8 në 1996, 47.1 në 1997, 74.5 në 1998, 35.5 në 1999, 31.0 në 2000, 27.0 në vitin 2001. Gjatë këtyre viteve, shumë "të ashtuquajtura argumente ekonomiko-shkencore" gjetën rrugë të hapur për të vegjetuar, shkaktuar dhe justifikuar këtë shkatërrim të industrisë minerare shqiptare:

1. "Minierat tona, fabrikat e pasurimit të mineraleve të dobishme dhe metalurgjia kanë patur teknologji të prapambetur". Por kjo mangësi kapërxehej duke investuar sipas një programi optimal për rinovim të teknologjisë dhe jo duke shkatërruar çdo gjë.

2. "Minierat tona janë të vogla, me rezerva të pakta, mineral të varfër dhe jo efektive ekonomikisht, ato kanë qenë me humbje". Por është lehtësisht e kuptueshme se kur prodhon rreth 1 milion ton kromite në vit, edhe për çmim minimal 80 USD/ton, ekonomia ka marrë 80 milion dollarë në vit dhe hapni buxhetin e atyre viteve dhe do të shihni se për industrinë e kromit shteti ka investuar çdo vit shumë herë më pak. Kjo gjë është thënë edhe për naftën, dhe "harrohet" se në vit nxjerrim jo me pak se 1.2 milion tonë naftë (kemi arritur edhe 2.4 milion tonë në vit), ose siç përdor sot media rreth 9 milion fuçi naftë/vit, që çdo njeri mund të llogaritë sesa dollarë në vit ka dhënë ajo industri ekonomisë shqiptare në vite. Vetëm për çmim 30 USD/fuçi, shteti nga nafta ka patur 270 milion USD të ardhura në vit.

3. "Minierat e qymyreve duhen mbyllur, se edhe bota i ka mbyllur dhe djegia e qymyrit ndot mjedisin". Po, ka ndonjë vend që i ka mbyllur minierat e qymyreve, si UK; po këtë e bëri pasi gjeti kolosët e hidrokarbureve

në Detin e Veriut. Në vendet e tjera qymyri nxirret dhe përdoret. Në bilancin e konsumit të energjisë në nivel botëror, sot përdorimi i qymyreve zë 24% të totalit të lëndëve djegëse (Raporti i N.F. Cuesta, drejtor ekzekutiv i Respol YPF, në EAGE Conference Madrid 2005). Edhe në vitin 2025 në këtë bilanc përlllogaritë që qymyret do të përbëjnë 22% të totalit të këtyre lëndëve. Nafta e gazi zënë 61%, dhe do të përbëjnë 66% në 2025, në bilancin e lëndëve energjetike.

4. "Kaq janë mineralet e Shqipërisë, ç'kishte u nxorrën, nuk ka mbetur gjë". Kjo është gënjeshtër keqdashëse. Kërkimet gjeologjike kanë vlerësuar se gjendja e rezervave të këtyre mineraleve për tu nxjerrë në të ardhmen është më e madhe se 53 milion ton minerale bakri, 40 milion ton kromite, 220 milion ton hekur-nikel- 100 milion ton nikel, 700 milion ton qymyre (Premti I., 2000). Vetëm për bakrin dhe kromin, përkatësisht janë 1.59 miliardë dhe 3.2 miliardë USD rezerva, pra 4.79 miliardë USD, ose mbi 2 herë sesa janë nxjerrë deri më sot. Gjendja e mbetur e rezervave e mineraleve është më e madhe se dy herë sesa sasia e nxjerrë e mineraleve të bakrit e të kromit, mbi 10 herë hekur-nikelit dhe mbi 20 herë qymyre. Kjo gjendje është edhe për naftën.

5. "Industria minerare është e dëmshme se ndot dhe prish mjedisin". Në botën e përparuar, sot nuk i vete njeriut mendja të mbyllë fabrikat dhe uzinat me që prodhojnë gazrat me efekte të serës, dhe me mbeturinat ndotin mjedisin. Sot punohet që të përsoset teknologjia për të reduktuar gazrat dhe pastrohen e përpunohen mbeturinat. Pra njeriu nuk kthehet në primitivitet, por përsos teknologjinë dhe prodhimin, ruan, mbron dhe rikuperon dëmtimet e mjedisit.

Kështu, që në një vend të pasur me burime minerale, ato shfrytëzohen për të mirën e shoqërisë njerëzore, pasurimin dhe ngritjen e nivelit të jetës së komuniteteve. Prandaj edhe industria minerare shqiptare duhet të ringjallet e të vihet në shërbim të ekonomisë.

### 3. Industria minerare shqiptare duhet dhe mund të ringjallet.

Industria minerare nuk është pazari i tezgave që të kënaqemi me privatizime të vogla. Është detyrë e organeve ekonomike të shtetit shqiptar që të gjejë investitorë të fuqishëm të huaj dhe vendas për ta zhvilluar industrinë si duhet, në kushtet e ekonomisë së tregut.

Studimet gjeoshkencore-kërkimi dhe zbulimi kompleks



janë të aftë të sigurojnë investitorët për zhvillim ekonomik të sukseshëm të kësaj industrie:

1. Strategjitë Kombëtare afat shkurtër, afat mesëm dhe afat gjatë për vlerësimin e pasurive minerale të Shqipërisë janë një domosdoshmëri e kohës. Nuk mund të ketë zhvillim të qëndrueshëm pa një program strategjik se ç' duhet bërë dhe një program se si duhen realizuar detyrat dhe përdorur mjetet dhe fondet e nevojshme. Kjo është një detyrë e institucioneve ekonomike qeveritare, që mendoj se duhet realizuar nga Akademia e Shkencave, që është jashtë interesave lokale të ditës, nga ekipe të kualifikuara kontraktore për afate të caktuara, dhe mandej të miratohet me ligj. Strategjia e industrisë minerale për 15 vjetët e ardhshëm, e përgatitur nga Shërbimi Gjeologjik Shqiptar (SHGJSH) dhe Instituti i Teknologjisë Nxjerrëse dhe Përpunuese të Minerave (ISTPM), me pjesëmarrjen e grupeve të gjëra të specialistëve është një studim shkencor-ekonomik me vlera të mëdha për vendin dhe le të shërbejë si shembull për përgatitjen e Strategjive Kombëtare për pasuritë natyrore të Shqipërisë.

2. Në Shërbimin Gjeologjik Shqiptar dhe në Institucionet Shkencore të vendit është grumbulluar një sasi shumë e madhe e informacionit gjeologjik kompleks mbi resurset e vendburimeve të mineraleve të dobishme, në nivele të ndryshme të detajueshmërisë. Ky informacion është frut i veprimtarisë studimore dhe kërkuese shkencore të kualifikuar të brezave të gjeologëve, gjeofizikëve, petrografëve, mineralogëve, paleontologëve dhe specialistëve të tjerë, të cilët së toku më të gjithë punonjësit e gjeologjisë të industrisë minerale dhe të naftës, me punën e tyre vetmohuese e të palodhur i dhanë ekonomisë shqiptare për gjysëm shekull sasi të mëdha të rezervave të mineraleve dhe të naftës e gazit, që siguruan zhvillimin e industrisë minerale dhe të naftës shqiptare me efektivitet ekonomik të lartë. Informacion ekzistues është e domosdoshme që, sipas projekteve të përcaktuara mirë, të riinterpretohet dhe plotësohet me të dhëna të reja të marra nga metodat e terrentit dhe laboratorike të 15 viteve të fundit, të informatizohet, të rivlerësohet sipas kërkesave të ekonomisë së tregut dhe të përgjithësohet. Është e natyrshme, se të gjitha rezervat e vlerësuara, të përmendura më lart nuk mund të jenë të leverdisëshme për industrinë në kushtet e ekonomisë së tregut dhe të kondicioneve që ajo paraqet aktualisht. Prandaj është e domosdoshme të rivlerësohen, krahas edhe kërkimit të vendburimeve të reja. Riinterpretimi i informacionit ekzistues do të rritë sigurinë e resurseve të studiuara dhe do të hapë drejtime të reja për kërkime e

zbulime të mëtejshme. Këto lloje projektash tashmë kanë filluar të përgatiten nga ana e Shërbimit Gjeologjik Shqiptar, për disa minerale dhe disa objekte. Vlerën e këtyre projekteve e ngre edhe paraqitja e vlerësimit të prognozës.

3. Rezultatet e këtyre studimeve duhet të botohen të paraqiten në konferenca shkencore ndërkombëtare të futen në internet sipas rregullave të mirënjohura të tregut, që tu bëhet e njohur investitorëve të huaj dhe të vendit për pasuritë minerale të Shqipërisë dhe të bëhet atraktive industria minerale e vendit tonë. Të vjen keq, kur në mënyrë absolute, në asnjë aktivitet madhor shkencor ndërkombëtar, në ekspozita me sipërfaqe prej qindrametrash katrorë që hapen me këto raste, asnjëherë nuk ka patur pavion shqiptar, qoftë edhe me sipërfaqe disa metra katrorë që ti tregojmë botës se çfarë kemi, ç'jemi në gjendje të bëjmë dhe ç'ofrojmë. Në këto konferenca gjen artikuj shumë të mirë të paraqitur nga shkencëtarë shqiptarë por kjo nuk mjafton që të të njohë sot bota.

4. Institucionet përkatëse të gjeologjisë dhe të minierave, ka ardhur koha të përgatisin projekte për kërkimet e mëtejshme komplekse gjeologjike dhe për rihapjen e minierave, sipas teknologjive moderne për tua paraqitur investitorëve dhe donatorëve të ndryshëm.

5. Në kushtet e kërkimeve, zbulimeve dhe nxjerrjes së mineraleve të dobishme nga kompani private është bërë imperativ i ditës organizimi i strukturave për mbrojtjen e pasurive minerale, ruajtjen e nëntokës dhe shfrytëzimin e vendburimeve sipas teknologjive moderne e racionale.

6. Riaktivizimi i industrisë minerale shqiptare duhet mbajtur nën kontroll edhe për ruajtjen dhe mbrojtjen e mjedisit. Sipas koncepteve të sotme të Bashkimit Evropian, menaxhimi i resurseve natyrore nuk duhet të bëhet në kurriz të degradimit të mjedisit. Kjo kërkon një orientim të ri të investimeve publike e private, duke synuar drejt teknologjive të reja, më të avancuara dhe miqësore me mjedisin.

7. Përvoja gjysmëshekullore e viteve pesëdhjetë dymijë të shekullit të kaluar, na mësoi që gjeologjia e vendit është si gjuha amtare. Njohja e gjeologjisë së Albanideve, si edhe e vendeve të tjera, nuk është punë e një viti, por kërkon dekada pune në terren. Brezi i gjeologëve, gjeofizikëve, gjeokimistëve, petrografëve, mineralogëve, stratigrafëve, tektonistëve, paleontologëve që bënë zbulime të mëdha në vitet gjashtëdhjetë-shtatëdhjetë të shekullit të kaluar, tani janë në pension ose afër pension

Duhet përgatitur brezi i ri i specialistëve që së toku me ata me përvojë të njohë gjeologjinë e vendit. Ndonjë mund të thotë: në ekonomi tregu jemi, marrim një specialist nga jashtë. Por kërkimi gjeologjik dhe hapja e një miniere e shpimi i një pusi nuk është si të hapësh një fabrikë këpucesh: dhe paratë, ndërtove fabrikën, përgatite punëtorët të punojnë në makineritë moderne dhe bëj këpucët. Jo, me ndonjë përjashtim të rrallë, asnjë kompani e huaj që ka ardhur për kërkime gjeologjike të mineraleve të ngurtë dhe të naftës e të gazit nuk kanë zbuluar ndonjë vendburim, megjithese kanë qenë kompani serioze të mëdha e me përvojë, dhe të pajisur me teknologjitë më moderne. Por nuk kanë bashkëpunuar si duhet dhe sa duhet me specialistët shqiptarë që njihnin si shtëpinë e tyre rajonin e punës. Interpretimin e të dhënave nuk e bën kompjuteri po inxhinjeri që njeh gjeologjinë e zonës, njohuri të cilat u kanë munguar specialistëve të huaj ose edhe ndonjë shqiptari me të cilët ata kanë punuar, dhe që është zgjedhur si njohës i gjuhës së tyre ose me miqësi, pa patur punuar ndonjëherë në rajonin e dhënë. Mendoj se organet shtetërore duhet t'ua bëjnë me dije këtë problem, me seriozitetin e duhur, kompanive të huaja gjatë përpilimit të kontratave. Mendimi dritëshkurtër se "Kompanitë e huaja paratë e tyre prishë", nuk ka vlerësuar se koha "flori" që humbet është e shtetit shqiptar. I dëmtuari kryesor i këtij mospasësi është shteti shqiptar dhe ekonomia e tij.

4. E kemi për detyrë të ditës që punën për sot dhe për brezat e ardhshëm ta bëjmë në pajtim me konceptet e Bashkimit Evropian.

Ndër konceptet e sotme në vendet e Bashkimit Evropian, objektivi bazë është zhvillimi i qëndrueshëm, i cili realizon plotësimin e nevojave të brezit të sotëm, pa komprometuar nevojat e brezave të ardhshëm. Për të realizuar këtë objektiv, kërkohet një ndërthurje e ngushtë dhe koordinim i politikës ekonomike, sociale dhe mjedisore ku gjeoshkencat gjejnë detyrat e veta për vënie e pasurive minerale dhe energjetike në dispozicion të ekonomisë, në pajtim me ruajtjen dhe mbrojtjen e gjeomjedisit në të cilin rrojmë ne dhe do të rrojnë brezat në të ardhmen. Për këtë arsye sot, në formulimin e politikave dhe të vendim-marrjes vihet theksi që zhvillimi ekonomik i një vendi nuk duhet të kondicionohet vetëm me rritjen e ritmeve të shfrytëzimit të resurseve, ky zhvillim duhet të kondicionohet edhe nga përmirësimet dhe zhvillimet teknologjike. Janë këto arsye, që Këshilli i Evropës i fton vendet anëtare të ndërtojnë strategjitë e tyre kombëtare për zhvillimin e qëndrueshëm bazuar në parimet: zhvillim ekonomik, kohezion social dhe

mbrotja e mjedisit. Në fushën e përparësive mjedisore kërkohet që të kihen parasysh ndryshimet klimatike, transporti, shëndeti publik dhe resurset natyrore. Menaxhimi i këtyre resurseve natyrore duhet të bëhet në mënyrë sa më të përgjegjshme. Është e domosdoshme të vendosen raporte të drejta midis rritjes ekonomike, konsumit të resurseve natyrore dhe krijimit të mbetjeve, që grumbullohen nga shfrytëzimi i resurseve. Në dokumentin për përgatitjen e strategjisë së Bashkimit Evropian (Consultacion paper for the preparation of a European Union Strategy for sustainable development, 2002), theksohet se aspekti i qëndrueshmërisë është thelbësor për formulimin e politikave të zhvillimit. Këto probleme, sipas Bashkimit Evropian, për nga rëndësia janë klasifikuar si më poshtëvijon: 1. Ndryshimet klimatike dhe energjia e pastër; 2. Shëndeti publik; 3. Menaxhimi i resurseve natyrore; 4. Varfëria dhe përjashtimi social; 5. Plakja e popullsisë; 6. Përdorimi i tokës dhe zhvillimi i territorit.

Resurset natyrore janë përcaktuese në zhvillimin e qëndrueshëm, sepse ato mbështesin zhvillimin e jetës dhe të ekonomisë. Në këto resurse përfshihen: ushqimi, habitatet, ujërat dhe lëndët e para minerale. Aksesit për shfrytëzimin e resurseve natyrore duhet të jetë i kontrolluar, që shfrytëzimi i tyre të jetë i qëndrueshëm dhe të mos sjellë zhvillime sporadike. Prandaj edhe studimi i resurseve minerale dhe energjetike duhet të bëhet mbi bazën e studimeve shkencore komplekse, ku projektohen edhe teknologjitë e shfrytëzimit të tyre.

## 5. Përfundime

√ Albanidet janë një trevë e Brezit të Rrudhosur Alpin Mesdhetar e pasur me minerale të dobishme xeherore, jo xeherore dhe lëndë energjetike.

√ Gjendja aktuale e rezervave për shumë asete minerale mundëson zhvillimin ekonomik për disa dekada.

√ Industria minerale shqiptare duhet dhe mund të ringjallet.

√ Që të sigurohen investimet e nevojshme për industrinë minerale, është e domosdoshme të kryhen studime e projekte komplekse gjeologo-minerare bashkëkohore për të kërkuar investitorët dhe për të mbështetur rindërtimin e industrisë.

√ Resurset minerale duhet ti shfrytëzojmë në mënyrë sa më të përgjegjshme, të qëndrueshme dhe me teknologji moderne, që të sigurohet efektivitet të lartë dhe jo të abandonohen.

## REFERENCAT

- ATLASI I SHQIPËRISË (2003) - *Shtëpia Botuese ALBES, Tiranë, Prishtinë, Tetovë.*
- HARTA METALOGJENIKE E SHQIPËRISË NË SHKALLËN 1:200.000 (1999) - Shërbimi Gjeologjik Shqiptar. *Tiranë 1999.*
- HARTA TEKTONIKE E SHQIPËRISË NË SHKALLËN 1:200.000. (1998) - Instituti i Kërkimeve Gjeologjike
- SKEMA TEKTONIKE E SHQIPËRISË ME VENDBURIMET E NAFTËS DHE TË GAZIT (1995). - Botimi për raundin e dytë; Agencia Kombëtare e Hidrokarbureve.
- VJETARI STATISTIKOR 1993-2001 (2001) - INSTAT, Tiranë.
- PREMTI I., FRASHËRI A., BIÇOKU T. (2000) - Na llogaritni edhe ne. *Gazeta Republika*, e dielë 7 dhjetor.

## Abstract

Geological setting of the Albanides has created condition for the industrial concentrations of the different ore and industrial minerals. In the market economy framework, natural resources of the Albanides in the paper are analyzed, and are presented an outlook on Albanian Mining Industry. Tens of solid minerals have been explored and extracted in Albania. To present high economical efficiency of the Albanian Mining Industry, it is enough to remind that only during 1984 year have extracted 1,007,000 tons of copper minerals and processing 12,600 tons of blister copper, 960,000 tons chromites, 1,000,000 tons ferro-nickel, 2,010,000 tons coal etc. Averagely, 120 millions of USD has been yearly incomes of Albanian economy only from copper and chromium mining industry. About 20 millions tons of copper minerals, 21 millions tons of chromites, 18 millions tons of ferro-nickel, 47 millions tons of coal, have been extracted by Albanian Mining Industry. More than two times of the extracted copper and chromite ores, ten times of ferro-nickel, and twenty times of the coal, by geological exploration and developing statement of the resources for the future are estimated.

The concrete possibilities for the reviving of the Albanian Mining Industry in the paper are analyzed. There are presented also the argumentation for the integrated geosciences studies-exploration and development, which are capable to realize this objective with high economical effectiveness. Integrated geosciences studies-exploration and development is capable to revive Albanian mining industry.

## MAGNEZITET COPËZORE NË TARACAT LUMORE TË GRAMSHIT

SELIM MARISHTA\*

Trajtohen vendndodhja e magneziteve në nivelet e taracave të vjetra lumore të rrjedhjes së mesme të Devollit të poshtëm, morfologjia e përqëndrimeve copëzore, burimi mëmë i lëndës magnetizore, mënyrat e transportit dhe kushtet e depozitimit, veçoritë teksturore dhe strukturore, përbërja cilësore dhe përzjerjet e huaja, etj.

Krahasohen me magnezitet copëzore të Ballkanit, duke përbërë një nëntip të ri gjenetik me origjinë aluviale, që evidentohet për herë të parë.

## Hyrje

Magnezitet ekzogjene të tipit copëzor (detritik ose klastik) janë të njohura në gadishullin e Ballkanit. Veçohet tipi liqenor me dy nentipe, tipi aluvial dhe eluvo-deluvial (Iliç M. 1983, Lapçeviç I. 1982). Nëntipi copëzor liqenor, përqëndrohet në seritë bazale miopliocene që vendosen mbi shkëmbinjtë ultrabazike, të cilat kanë dhe interes ekonomik. Njihen vendburimet Parlog, Letovnik, Razansk të Serbisë dhe të ishullit Euboea të Greqisë. Tipi copëzor aluvial me rezerva të vogla, takohet vetëm në depozitimet e shtratit të sotëm të lumit Radoshiçkë në Badanj të Kopaonikut, ku copat e magneziteve kanë ardhur për denudacion, nga sipër-poshtë, nga shfaqja në shkëmbinjtë mëmë ultrabazike (Iliç M. 1983).

Magnezitet copëzore në vendin tonë njihen vetëm në rajonin e Gramshit. Përqëndrohen kryesisht në nivelin e IV të taracave lumore të kuaternarit të hershëm, në luginën e mesme të Devollit të poshtëm, nga taraca e Bulçarit deri në Shtëpanj të Elbasanit (Marishta S. 1987). Burimi mëmë i tyre janë shfaqjet e magneziteve të kores së tjetërsimit në shkëmbinjtë ultrabazike të masivit të Gramshit, në lindje të fshatit Bulçar (Marishta S. 1978, 2005).

Për herë të parë është evidentuar shfaqja në kodren e Rrotullës të taraces së Bulçarit, vrojtuar nga Prof. Injac Ndoja. Poplat e magneziteve konsiderohen aloktone.

Në kuadrin e kërkimeve për magnezite në vendin tonë,

në taracën e Bulçarit dhe Ostenthit (sot Gurëza), u kryen punime gjeologjike të zbulimit me llogaritje të rezervave (Pospjellova A.S. 1954). Në luginën e Devollit, prej ures së Bletës (Kokel) e deri në Gramsh u veçuan dy nivele taracash lumore, ku përqëndrimet magnetizore i vendosnin në taracat e nivelit të dytë. Nuk saktësohet burimi mëmë i tyre.

Kërkimet e mëvonshme u zgjeruan dhe u orientuan për gjetjen e magneziteve në shkëmbinjtë rrenjesore. U evidentuan shfaqje të magneziteve rrenjesore në shkëmbinjtë ultrabazike në lindje të Bulçarit deri në Leras, të shoqeruara me opalite, në trajta të rregullta dhe trashësi të vogël, midis zonave të dobësuar ultrabazike. Gjenezat e tyre në fillim u interpretuan hidrotermale, më pas me të dhëna më të plota, të kores së tjetërsimit.

Për magnezitet copëzore u punua gjatë dhe në disa drejtime. Në artikull japim të dhëna për magnezitet copëzore të rajonit të Gramshit, të cilat përbëjnë dhe një nëntip gjenetik aluvial të ri (nëntipi në taracat aluviale) që evidentohet dhe veçohet për herë të parë duke ju shtuar klasifikimit gjenetik të magneziteve copëzore të Ballkanit.

## 1. Taracat lumore në luginën e mesme të Devollit të poshtëm.

Në zhvillimin paleogjografik të luginës së lumit Devoll veçohet Devolli i sipërm nga burimi deri në Maliq dhe Devolli i poshtëm nga Maliqi deri në Kozare, ku bashkohet me lumin e Osumit (Dakoli H. etj., 1983). Në Devollin e poshtëm, me moshe më të re, veçohet rrjedha e mesme e tij, prej urës së Bletës deri në urën e Gostinës.

Në krahasim me një studim të mëparshëm (Prifti K. 1984), në këtë luginë janë hartografuar 6 nivele taracash lumore të tipit errozionalo-kumulativ (Marishta S. 1987). (Fig. 1, 2). Veçori karakteristike e taracave është se ato zhvillohen në të dy anët e luginës, por më shumë në krahun e djathtë. Në depozitimet e taracave lumore zhvillohet dhe ruhet mirë si facia

\* Dega rajonale Gjeologjike Tiranë

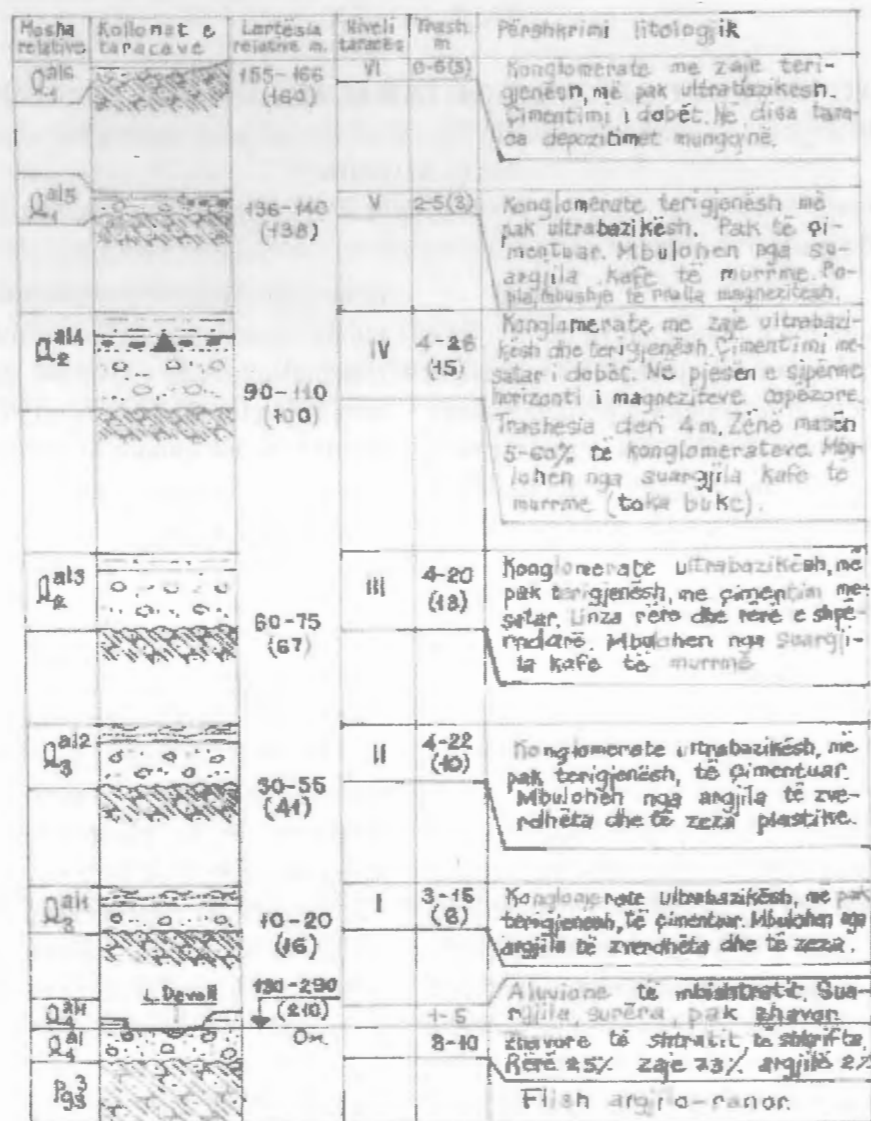


Figura 1. Kolonë litologjike e taracave të lumit Devoll  
Figure 1. Lithologic column of the Devolli river terraces

konglomeratike ashtu dhe facia argjilore që i mbivendoset. Më mirë zhvillohen dhe ruhen nivelet e taracave më të reja. Ka raste që taraca VI shprehet në trajta erozive.

Facia argjilore është e larmishme. Në taracat III-V zhvillohen suargjila dhe argjila të verdha-kafe, deri të errët të zeza. Vetëm në nivelet e taracave I-II facia argjilore ka ndërtim tre shtresor. Fillohet me argjila të verdha kontinentale-lumore, pasohet nga argjila kalimtare të verdha-të zeza me konkrecione të ndryshme dhe mbyllet me argjila të zeza mjaft plastike.

Prania e depozitimeve të trasha të facies argjilore aluviale, sidomos në nivelet e taracave I-IV, flet për kushte të qeta lumore-liqenore të formimit të tyre.

Në sektorin ura e Bletës-Silare, taracat zhvillohen në lartësi absolute nga 130-290 m, mesatarisht 210 m. Lartësi relative nga shtrati i sotëm i lumit janë: I=10-

20 (16) m, II=40-55 (41) m, III=60-75 (67) m, IV=90-110 (100) m, V=136-140 (138) m, VI=155-166 (160) m, .

Sipas profilit gjatësor të taracave, për formimin e niveleve të tyre kanë ndikuar lëvizjet neotektonike të tipit ngritës, me ngritje më të madhe në drejtim të burimit të lumit.

Bazuar në të dhënat gjeomorfologjike, mendojmë që mosha relative e taracave të jetë jo më e vjetër se Pleistoceni. Konvencionalisht depozitimet e taracave VI-V janë formuar gjatë pleistocenit të poshtëm (Q<sub>1</sub>), përkatësisht zenë kohën për formimin e katit të poshtëm (Q<sub>1</sub><sup>al6</sup>) dhe katit të sipërm të tij (Q<sub>1</sub><sup>al5</sup>), taracat IV-III dhe II-I respektivisht gjatë pleistocenit të mesëm dhe të sipërm, në dy katet e tyre përkatëse.

Mbetje depozitimesh të taracave lumore të nivelit I dhe IV, ruhen dhe në mesin e masivit ultrabazik të Gramshit pranë urës së Grabovës, rreth 5 km në jug të urës së

Bletës. Prania e tyre dëshmon se në masivin ultrabazik të Gramshit, gjatë kuaternarit të hershëm kanë vepruar lëvizjet neotektonike të tipit vertikal ngritës, të shpejta dhe me amplituda të mëdha.

### 2. Taracat magnezitmbajtëse

Magnezitet copëzore takohen kryesisht në nivelin e taracës së IV, më pak në të V. Taraca e IV është më e studjuara në drejtim të magnezitmbajtjes. Zhvillohet mirë në të dy anët e luginës, prej taracës së Bulçarit deri në Shtepaj të Elbasanit. Në krahasim me nivelet e taracave të tjera, mbetjet taracore të këtij niveli kanë trashësi me të madhe të aluvioneve në përgjithësi dhe atyre argjilore në veçanti. Dominon trashësia e aluvioneve konglomeratike ndaj atyre argjilore, e cila lëviz deri në 16-23 m (fig 2).

Lartësi relative të dyshemesë së taraceve prej Bulçarit në Drizë janë 90-110 (100) m, ndërsa në Kaçival-

Shetpaj lartësi të ulen, mesatarisht në 70 m, Pjerrësia e dyshemesë për nga ana e shtratit të lumit 1-4°. (foto 1, 2)

Për shkaqe erozive, në nivelin e IV veçohen dhe numërohen rreth 27 taraca, 70% e të cilave ose 18 taraca, paraqiten magnezitmbajtëse. Numri i shfaqjeve magnezitmbajtëse në to, arin deri në 37.

Facia argjilore mbi konglomeratet shterp ose mbi horizontin magnezitmbajtës, përbëhet nga suargjila, argjila, me rrallë zhur dhe surëra, me ngjyra të ndryshme. Kanë trashësi 0.6-10 m mesatarisht 3-5 m.

Në nivelin e taracës së V përqëndrimet e magneziteve janë të kufizuara. Horizonti i hollë magnezitmbajtës takohet vetëm në taracën e Qeretit.

### 3. Përqëndrimet e magneziteve copëzore

Përqëndrimet copëzore të magneziteve, konturohen në pjesën e sipërme të prerjes së konglomerateve, ose në

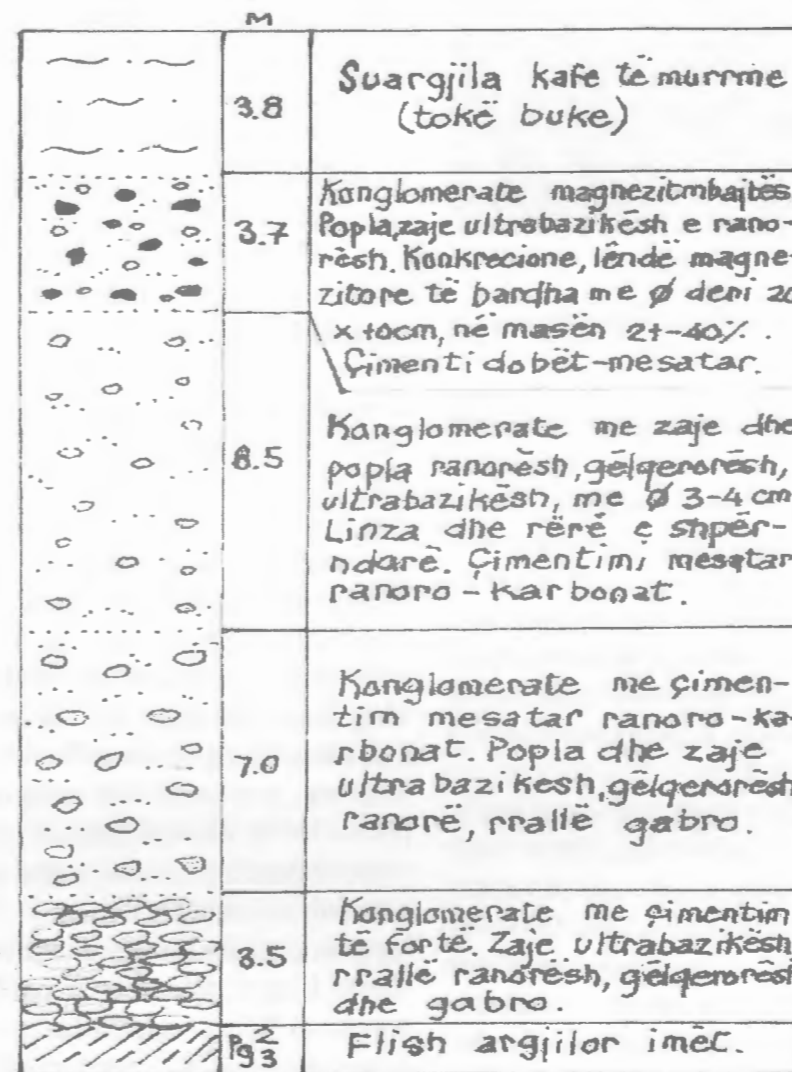


Figura 2. Kolonë e taracave magnezitmbajtëse  
Figure 2. Column of the magnesitebearer terraces



Foto 1. Nivelet e taracave I, II, IV në Trashovicë (perëndim të qytetit të Gramshit  
Foto 1. The levels of the I, II, IV terraces in Trashovica (west of Gramshi town)



Foto 2. Niveli i taracës IV magnezitmbajtëse në Ballallaj (Ostrenth)  
Foto 2. The level of the fourth magnesite bearer terrace in Ballallaj (Ostrenth)

pjesën përmblylëse të tyre. Trajta e përqëndrimeve paraqitet shtresore deri në shtresore-thjerrzore. Meqenëse ato bien butë, gati horizontale, në këtë rast i emërtojmë horizonti magnezitmbajtës ose horizonti i magneziteve.

Horizonti ka gjithkund për shtroje konglomeratet shterp të taracës dhe për mbuloje, në shumicën e rasteve suargjilat aluviale. Në disa sektorë të taracave Llallaj, Trashovicë dhe Gëruje, në tavan vendoset një brez i hollë konglomeratesh shterp.

Ky horizont paraqitet më i zhvilluar në taracat e Nartës, Drashovicës, Gërujës, Llallaj-Ballollajt, Qerretit dhe Bulçarit. Shfaqjet e magnezitit të pakonturuara plotësisht, zenë ngastra me përmasa nga 50x20 m, deri 500x(100-200) m. Sipas përmasave, këto shfaqje janë gati anallogje në disa vendburime të magneziteve copëzore liqenore të Serbisë, por me trashësi më të vogël se ato. (Iliç M. 1983).

Raporti shtresë magnezitmbajtëse-mbulesë varion nga

1:0.22 deri 1:4.53, mesatarisht 1:1.67.

Vlerësimi i ngopshmerisë së horizontit magnezitmbajtës me copa magnezitesh të rikuperueshme me dorë (me madhësi mbi 2x2 cm), ose i përmbajtjes sasiore të copave të magneziteve brenda masës së konglomerateve, është llogaritur me disa menyra:

- Si përmbajtje sasiore e shprehur në përqindje të raporteve peshore të magneziteve kundrejt peshës së vetë konglomerateve magnezitmbajtës (në një vëllim të caktuar të tyre). Kjo përmbajtje leviz nga 5-60 %, mesatarisht 24 %. Ose mund të shprehemi që raporti magnezit: steril leviz nga 5:95 deri 60:40, mesatarisht 24:76.

- Duke ju referuar përmbajtjes në peshë të magneziteve në njësinë e vëllimit për 1 m<sup>3</sup> konglomerat magnezitmbajtës. Kjo përmbajtje në taracat lëviz nga 10-1000 kg/m<sup>3</sup>, ndërsa përmbajtja mesatare për 6 taracat kryesore rezultojnë 267 kg/m<sup>3</sup>.

Përmbajtja e mësipërme, krahasuar me magnezite copëzore liqenore të Ballkanit, afrohen nga disa sektorë të taracave tona, por në përgjithësi janë të ulta.

Në disa taraca të nivelit IV, si në Llallaj, Trashovicë, më pak në Nartë, nën horizontin kryesor të magneziteve vërehen përqëndrime të rralla të lëndës magnezitore.

### 3.1 Forma dhe madhësia e copave

Sipas pamjes së jashtme dallojmë disa forma klastike, siç janë format konkretionale rrethore-ovale-sferike format popullore, gungore, samarore, kokrrizore të lirë deri pluhurore. Format e copave të mëdha të magneziteve, janë gjysëm të rumbullakosura dhe të rumbullakosura. Sa më afër burimit mëmë, si në Bulçar dhe Kodovjat, predominojnë format më pak të rumbullakosura dhe me përmasa më të mëdha.

Format klastike dytësore, kanë lindur kryesisht nga përpunimi i përqëndrimeve të formave parësore rrënjësore, të cilat janë të ndryshme.

Megjithatë disa lloje formash parësore, me ndonjë përpunim të vogël ruhen dhe në taracat, siç janë ato popullore, rrethore dhe gungore. Vërehen dhe pseudoforma në trajtë gungore dhe ovale, ku lënda magnezitore e imët, është veshur zajeve të gelqerorëve e ranorëve të taracës (Fig. 3).

Nga ana tjetër lënda magnezitore e copëzuar imët dhe e shpërndare, në granulometri pefito-pelitike, shpesh çimenton dobët zajeve të konglomerateve, apo e konglomerateve, apo çimenton rërën.

Madhësia ose granulometria e copave lidhet me format e tyre. Dominojnë format e guraleceve dhe zajeve

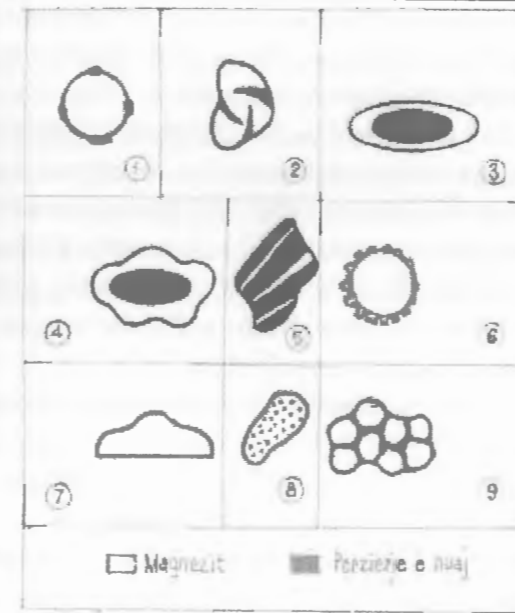


Figura 3. Format magnezitmbajtëse  
Figure 3. Magnesite bearer forms

me madhësi 2-7 cm, 5-10 cm, deri 7-10 cm, mandej poplat me diametër mbi 10 cm deri 20-30 cm, rrallë 40 cm, si dhe madhësitë më të vogla. Kjo granulometri copash është anallogje me ato të Ballkanit.

Në daljet sipërfaqësore të horizontit, format copëzore të magneziteve, për shkak të përjimit shpërbehen më tej.

Në mjaft raste në sipërfaqet e copave vërehen çarje të hapura, pligonale, jo shumë të thella, në pamje të çarjeve të tharjes. Me sa duket ato janë formuar pas largimit të ujit në ish zallishten e dikurshme të lumit.

### 3.2 Veçoritë teksturore-strukturore

Magnezitet e rajonit të Gramshit, si ato të kores së tjetërsimit dhe të taracave përbëjnë tipin amorf, që përbëhen nga masa koloidale me thyerje guackore dhe pa shkëlqim. Kanë peshe specifike 2-2.37 g/cm<sup>3</sup> dhe fortësi në taracat deri në 0.9, vlera këto të ulta në krahasim me vlerat teorike. Parametrat fiziko-mekanike janë më të ulta se zajeve të taracës, siç janë peridotitet, gëlqerorët dhe ranorët. (foto 3)

Ngjyra dominuese e magneziteve është e bardhë, rrallë gri, rozë dhe e zezë. Dominon tekstura poroze dhe kavernoze, sferoidale dhe veshkore, më rrallë masive dhe qerore dhe pluhurore. Në disa popla të peridotiteve të taracave vërehen përqëndrime magnezitesh me teksture damarore dhe rrjetore. Struktura paraqitet amorf (kriptokristaline) dhe mikrokokrizore deri në makrokokrizore.

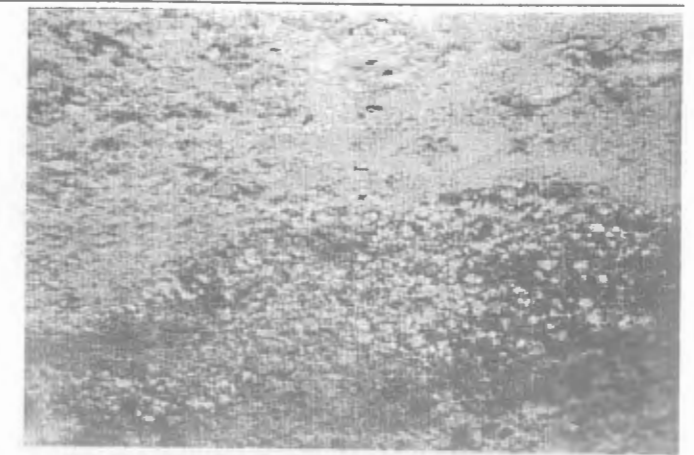


Foto 3. Magnezite copëzore brenda konglomerateve të taracës IV në Llallaj (Gurrëz)  
Foto 3. Dentrital magnesites inside the conglomerates of the IV terraces in Llallaj (gurrëz)

Veçoritë e mësipërme teksturore-strukturore të magneziteve copëzore, lidhen kryesisht me kushtet e formimit parësor të tyre, në koren e tjetërsimit me shkëmbinjtë ultrabazikë në zonën e Bulçarit.

### 4. Përbërja kimike dhe vetitë fiziko-mekanike

Magnezitet copëzore kanë përbërje kimike kryesisht të pastër. Përmbajtjet minimale, maksimale, (mesatare), janë:

MgO=37.13-45.58 (41.67) %, MgCO<sub>3</sub>=77.23-96.88 (86.67) %, SiO<sub>2</sub>=1.15-11.4 (5.44) %, CaO=0.42-10.25 (4.22) %, CaCO<sub>3</sub>=0.75-18.24 (7.51) %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0.15-1.62 (0.57) %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0.11-1.21 (0.5) %, HK=(46.35) %.

Krahasuar me magnezitet rrënjësorë të kores së prishjes në Bulçar, vërehet që komponenti i dobishëm i MgO, pothuajse nuk ndryshon. Komponentet e dëmshëm të SiO<sub>2</sub> janë më të ulta, të CaO më të larta, të Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> paksa më të ulta dhe të Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> paksa më të larta. Me Magnezitet e Gomsiqes-Pukë, kanë përmbajtje të njëjta të MgO, të përafërta të SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, dhe pak më të larta të CaO. Ndërsa me magnezitet copëzore liqenore të Serbisë perëndimore (Lapçeviç 1982), kanë përmbajtje mesatare të njëjtë të MgO, më të ulët të SiO<sub>2</sub> dhe paksa të Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, më të rritur të CaO. Përmbajtjet e ulura të SiO<sub>2</sub> në taracat, shpjegohen ngaqë gjatë transportit nga sipërfaqet e copave të magneziteve parësore, largohen ndotje të përzierjeve të huaja me përbërjen ultrabazike. Përmbajtjet më të rritura të CaO në taracat, vijnë mesa duket nga prania e përzierjeve mekanike, me përbërje kryesisht gëlqerore, të fituara gjatë depozitimit dhe transportit të lëndës magnezitore bashkë me ish aluvionet e tjera lumore.

Në taracat më afër burimit mëmë, si në Bulçar e Kodovjat, magnezitet kanë përbërje më të dobët kimike nga ato që ndodhen më larg tij.

Sipas disa analizave të vetive fiziko-mekanike, copat e magneziteve kanë lagështi natyrale të vogël, porozitet të mesëm 10-16 %, ujethithje të lartë, me ngopje në peshë deri 21% dhe ngopje të ulët në vëllim, me peshë vëllimore 1.54-2.358 (1.952) g/cm<sup>3</sup>, rezistencë të vogël me shtypje, nga 24-87 (61) % kg/cm<sup>2</sup>.

Bazuar në përbërjen kimike magnezitet copëzore plotësojnë kushtet teknike për prodhimin e tullave zjarrduruese magneziale, prodhimin e çimentos magneziale "Sorel", produkteve të qeramikes së hollë (fajancës dhe porcelanit), si pastrues në industrinë e sheqerit, në farmaceutike, etj. Për këto fusha përdorimi, studimet eksperimentale duhet të ecin më përpara.

### 5. Burimet e lëndës magnezitore

Studimet gjeologjike kanë vërtetuar, se si burim i magneziteve copëzore të Gramshit, kanë vlejtur objektet e magneziteve në koren e tjetërsimit të ultrabazikeve të masivit të Gramshit, mbi fshatin Bulçar dhe në lindje të tij (Marishta S. 2005), për këto arsye:

- Vetëm në këto pjesë të masivit takohen shfaqje magnezitesh të kores së tjetërsimit.
- Prania e nivelit të IV të taraces magnezitmbajtëse.
- Mungesa e lëndës magnezitore në taracën e nivelit të IV në urën e Grabovës, mbi shkëmbinjtë ultrabazikë të pjesës qendrore të masivit të Gramshit, rreth 9 km në juglindje të taracës së Bulçarit. Largësia më e afërt e grumbullimit të magneziteve copëzore nga burimi mëmë, rezulton në taracën e IV lumore të Bulçarit, për rreth 700 m, ndërsa ajo më e largëta në taracën e Shtëpanjtit-Elbasan, deri në 25 km. Pas formimit, prodhimet e magneziteve në koren e tjetërsimit ju nënshtroan proceseve të gërryerjes, shplarjes dhe transportit nga burimi mëmë. Lënda e gërryer, e përbere nga një detrit i përzier magnezitesh, opalitesh dhe material ultrabazik i tjetërsuar, është transportuar në kushte kontinentale poshtë shfaqjeve të burimeve mëmë, për në taracën më të afërt lumore të vetë fshatit Bulçar. Transporti i lëndës së gërryer është bërë nëpërmjet rrymave të rrëmbyeshme malore gjatë shpatit të pjerrët, me zhvendosje mekanike, ndihmuar dhe nga forca e gravitacionit, në disa trajta.

Edhe sot në shpatin e pjerrët të relievit, midis taracës së Bulçarit dhe shfaqjeve rrënjësore, vërehen popla magnezitesh në transportim e sipër.

E gjithë kjo masë kaotike copëzore magnezite ultrabazike u transportua dhe u depozitua në aluvionet e trasha që sillte Devolli i dikurshëm në fund të cikleve erozive kryesisht të taracës së IV lumore, më pak të taracës së V. Këto aluvione në ato kohëra, përbëheshin nga popla dhe zaje gëlqerorësh dhe ranorësh, më pak ultrabazikësh.

Më tej lënda magnezitore lëviz bashkë me lëndën e gurtë lumore nëpër shtratin e luginës. Nën veprimin e forcës rrjedhëse të ujit, lëvizja bëhet sipas dinamikës së lumit.

Në të gjitha trajtat e lëvizjeve, copat e ndryshme goditen me njëra-tjetrën, për rrjedhojë lënda magnezitore fillestare pëson përpunime dhe ndryshime të mëtejshme të madhësisë dhe formës së tyre ngaqë janë më pak rezistente se zajet e tjerë që transporton lumi.

Me pas, në një mjedis ujoro-lumor relativisht të cekët dhe të qetë, u depozituan për një kohë të gjatë argjilat e trasha lumore. Ato u vendosen mbi horizontin magnezitmbajtës dhe në disa raste mbi konglomeratet e holla shterpe që përbëjnë tavanin e këtij horizonti.

### 6. Përzierjet e huaja dhe mënyrat e pastrimit

Përzierjet e huaja (sterile) në copat e magneziteve, janë të dukshme dhe të padukshme (fig. 3). Takohen në sipërfaqe të copave dhe më pak në brendësi të tyre. Janë me origjinë mekanike, dallohen qartë në sfondin e ngjyrës së bardhe dhe kanë kontakte të prera me lëndën magnezitore.

- Përzierjet e huaja zënë në përqindje peshore masën prej 3.2-1.7% (rrallë më shumë) të vetë peshës së vetë magneziteve të seleksionuara në një provë apo punim të caktuar. Mesatarja llogaritet në masën 8% të peshës, në ndonjë rast deri në 13% të saj.
- Përbërja e përzierjeve të huaja, në përqindje peshore drejt peshës së gjithë përzierjeve rezulton: Copat ultrabazike 55.3%, gëlqerore 43.8%, ranorë 0.9%.
- Madhësia e përzierjeve të huaja është më e vogël se madhësia e vetë copave të magneziteve, ndërsa format e tyre janë në trajtë guralecash, disqesh, ovalesh, nodulash dhe pikëzimesh, mbushje të çarjeve dhe boshllëqeve, lëndë argjilore veshëse dhe çimentuese, etj.
- Përzierjet e huaja me përbërje ultrabazike që dominojnë (Fig. 1, 2, 3), janë parësore, që në kohën e formimit të magneziteve në burimin mëmë.

Përzierjet me përbërje gëlqerore, ranore dhe argjilore (Fig 2, 3) janë dytësore. Në kushte të qeta ujore, lënda magnezitore e grimtuar imët u dekantua dhe veshi në të gjitha copat dhe zajet me përbërje gëlqerore dhe ranore, duke krijuar forma me madhësi të reja me përbërje pseudomagnezitore (Fig 2, 3). Në raste të tilla këto forma të reja dallohen qartë, pasi nën efektin godites japin një tingull të shurdhet dhe se lënda magnezitore veshëse ka ndërtim mjaft poroz dhe të butë. Është provuar që seleksionimet e përzierjeve të huaja përmiresojnë rritjen e cilësisë së magneziteve, pavarësisht se në shumicën e rasteve edhe me praninë e tyre, magnezitet rezultojnë brenda kondicioneve teknike të kërkuara.

Pastrimi i përzierjeve të huaja të magneziteve copëzore të Gramshit në këtë rrugë, është mënyra më me leverdi ekonomike e menyrave të pasurimit të tyre.

### Përfundime

✓ Në rrjedhjen e mesme të luginës së Devollit të poshtëm, prej urës së Bletes deri në urën e Gostimës, njihen 6 nivele taracash të vjetra lumore të tipit erozionalo-akumulativ. Kanë veçori karakteristike në zhvillimin e shkallëzuar në të dy anët e luginës dhe në ruajtjen mirë të facies konglomeratike. Dy nivele taracash ruhen dhe në mesin e masivit ultrabazik të Gramshit, pranë ures së Grabovës.

✓ Për formimin e niveleve të taracave kanë ndikuar lëvizjet neotektonike të tipit ngritës, që kanë vepruar gjatë pleistocenit, me amplituda ngritjeje më të mëdha.

✓ Taracat magnezitmbajtëse i përkasin kryesisht nivelit të IV të taracës lumore dhe më rrallë nivelit të V. Horizonti kryesor magnezitmbajtës vendoset në prerjen përmblylëse të konglomerateve të taracës, që përbën dhe kriterin kryesor të kerkimit. Ka për shtrojë konglomeratet shterpë dhe për mbulojë suargjilat aluviale (toka buke). Në disa sektorë, mbi horizontin e magneziteve dhe nën suargjilat, zhvillohet një brez konglomeratesh shterpë.

✓ Lënda magnezitore brenda horizontit ndodhet në trajta dhe madhësi të ndryshme të copave, në paragjenezë me depozitimet e tjera konglomeratike të

taracës. Format paraqiten të rrumbullakosura, me madhësi të guralecave dhe zajeve, nga 2-10 cm, të poplave deri 20-30 cm, si dhe të materialit të copezuar imët. Ngopshmëria e horizontit me copa të rikuperueshme të magneziteve, lëviz nga 5-60%, mesatarisht 24%, ose mesatarisht 267 kg/m<sup>3</sup>.

✓ Magnezitet copëzore kanë për burim mëmë, përqëndrimet e magneziteve të formuara në koren e tjetërsimit të shkëmbinjve ultrabazik të masivit alokton të Gramshit, pranë Bulçarit. Ato janë eroduar, transportuar dhe depozituar në taracat lumore, mjaft larg burimit mëmë, nga 700 m në taracën e Bulçarit deri në 25 km në taracën e Shtëpanjtit (Elbasan). Janë të tipit amorf me ngjyrë të bardhë.

✓ Copat e magneziteve janë pjesë përbërëse e konglomerateve të taracës, çlirohen dhe seleksionohen pa vështirësi nga masa e tyre dhe kanë përbërje cilësore brenda standarteve teknike, më të mire se ato të vendburimit mëmë. Përmbajnë mesatarisht 8% përzierje lëndësh të huaja, me trajta mekanike, me përbërje kryesisht të copave ultrabazike dhe gëlqerore, që në disa raste ulin përbërjen cilësore të magneziteve, për t'i përdorur në çdo lloj dege të industrisë. Për këtë studimet eksperimentale duhet të ecin më përpara.

✓ Janë përdorur disa variante për llogaritjen e rezervave. Varianti me shkallë vërtetësie më të lartë, është llogaritja e sasisë në peshë të copave të magneziteve të seleksionuara dhe të pastruara, nga vëllimi i punimit që ka prerë trashësinë e horizontit magnezitmbajtës. Kërkim-zbulimi i magneziteve në të gjithë taracat nuk është i përfunduar. Rezervat prognoze janë më të mëdha se ato të vendburimit mëmë, por në përgjithësi përmbajnë rezerva jo të mëdha. Kushtet e shfrytëzimit dhe të transportit janë të mira.

✓ Magnezitet copëzore të taracave lumore të Gramshit, si depozitimet ekzogjene klasike, përbëjnë një nëntip gjenetik aluvial të ri, që evidentohet dhe veçohet për herë të parë, duke ju shtuar klasifikimit gjenetik të magneziteve copëzore që takohen në gadishullin e Ballkanit. Kanë analogji me to, në drejtim të permasave, përmbajtjes, formës dhe madhësisë së copave, si dhe të cilësisë së tyre.

- DAKOLI H. KONOMI N. PRIFTI K. (1983)-Vlerësimi gjeologo-inxhinierik i luginës së lumit Devoll për qëllime hidroenergjitike. *Buletini i shkencave gjeologjike. Tiranë.*
- LIÇ M. (1983) – Rezultati novijh istrazhivanija detritiçnih magnezita u S.R.Srbiji. *Vjestnik. Serija A. Geologija. Beograd.*
- LAPÇEVIĆ I. (1982) – Pojave magnezita mrezhastok tipa kod Rzhane u Zapadnoi. Srbiji. *Vjestnik. Serija A. Geologija. Beograd.*
- MARISHTA S. (1980) – Raport gjeologjik “Mbi zbulimin e lendes së parë argjilore për qeramikë të trashë, në objektet Mashan, Kodovjat, Sherizë dhe Koçajtë të rrethit të Gramshit”. *Tiranë.*
- MARISHTA S. (1997) – Relacion gjeologjik “Mbi redaktimin e planshetit gjeologjik Nr. 58 (Gramsh)”, për përpilimin e hartës së re gjeologjike të Shqipërisë, gjatë viteve 1994-1996. *Tiranë.*
- MARISHTA S. (1997) – Relacion gjeologjik “Mbi formimet kuaternare në luginen e rrjedhjes së mesme të lumit Devoll dhe mineralet e dobishme që lidhen me to”. *Tiranë.*
- MARISHTA S. (2005) – Formimet e kores së tjetërsimit në masivet ultrabazike të Gramshit dhe të Shpatit. *Buletini i shkencave gjeologjike Nr. Tiranë.*
- NDOJA I. GJ. ZAJMI R. (1949) – Afioramenti i magneziteve në Bulçar. *Buletini i Shkencave natyrore. Nr 4. Tiranë.*
- POSPJELLOVA A.S. (1954) – Geollogo-poiskovie roboti na ogneupornie glini i magneziti v N. R. Allbanji. *Tiranë.*
- PRIFTI K. (1984) – Gjeomorfologjia dhe depozitimet kuaternare të rrjedhjes së mesme të lumit Devoll. *Buletini i Shkencave gjeologjike. Nr 2. Tiranë.*

### Abstract

In the middle flowing of the lower Devolli valley, are known six old levels taraces of erosional-acumulative type. Conglomeratic face is grows up and preversed, in both sides of the valley. The clay face is overset. Two level taraces are conserved even in the middle of ultrabasic massif of Gramshi, near Grabova bridge. The forming of the levels taraces are due to upper neotectonics movements, during pleistocene, with greater amplitudes towards influent of the Devolli river. Magnesiferous teraces regards to 4<sup>th</sup> teraces level, rarely of the 5<sup>th</sup>. The magnesites horizontes regards to the mostupper part of the teraces conglomerates. In some sectors, upon magnesites horizontes and under clays, occurs a steril conglomeratic insole. The magnesiteferrous teraces belong to the 4<sup>th</sup> and rarely to the 5<sup>th</sup> terrace. The magnesites horisonte is situated in the uppermost section of the teraces conglomerates, and have as insole a steril conglomerate and is covered by aluvial clays. In some sectors over the magnesites horizon and under the clays, is encountered a conlomeratic steril band.

The magnesites apparence is round, with dimentions of 2-10cm untill 20-30cm and are of the fine fraction. The impregnation with recuperable fractions of magnesites resuts 5-60%, on the average of 24% or 267Kg/m<sup>3</sup>. Their mother-source are the magnesites of lateritic crast by the ultrabasics of the Gramshi massif, near Bulçari. Those are eroded, transported and deposited. For the fluvial teraces, far away of the mother-source from 700m in the Bulçari terrace till 25km for the Shtejpani (Elbasan) terrace. Are of the amorf type and have wite color. The magnesites fragments are part of the teraces conglomerates, and can be separated and selectionated easy from their mass. Their qulity is consistency with the tecnic standarts, and better than the mother object. The average content of the intermixed macanic materials ultrabasics and limestones is 8%. Their macanic cleaning is possible and of economic interest, because can elevate the quality of magnesites. In this field the experimentaly studies must be developed. Some versions of the supply calculation are used. The exploration in all the teraces is not finished jet. The utilisation and transportation conditions are nicely.

The Gramshi magnesites of the fluvial teraces, as clastics exogen depositions constitute a new aluvial genetik subtype, which is here evidenced for the firs time in Balkan. Have analogy with them, in the measure, content forme pieces size and quality.

## LËVIZJET MASIVE SHKALLORE NË FORMACIONET FLISHORE TË CERENECIT, GJORICË.

SEFEDIN SHABANI\*, LEONARD KAZANXHIU\*, MUSTAFA MANJANI\*, JORGO KOLA\*.

### Abstrakt.

Në artikull shtjellohen lëvizjet masive shkallore në formacionet flishore të Çerenecit të Poshtëm, Gjoricë, duke u bazuar në vrojtimit gjeologo-inxhinierike, analizat fiziko-mekanike si dhe mbi veprimtarinë e proceseve erozive.

### Hyrje.

Rreshjet intensive gjatë muajve Tetor-Prill të vitit 2004-2005 shkaktuan:

1. zhvendosje masive të masave dheroro-shkëmbore në pamje shkallore gjatë gjithë shpateve që ndërpriten nga rrjeta ujore e zallishteve, e përrenjve, rrekeve si dhe e shpëlarjeve intensive ujore sipërfaqësore.
  2. Këto zhvendosje dëmtuan në masë objektet e banimit dhe infrastrukturën e lagjes Mallkastër të Çerenecit të Poshtëm, Gjoricë.
  3. U dëmtuan kanali vaditës dhe tokat arë.
  4. Rruga automobilistike që lidh këtë lagje doli jashtë funksionit.
- Për të gjitha këto rreziku gjeologjik u shfaq i dukshëm dhe shqetësues. Ky është objekt i këtij studimi (Naço P. etj. 1988; Shabani S. etj. 2005).

### 1. Gjeomorfologjia dhe hidrografia e treves.

Mbulesa flishore e kretak-paleogenit zë një sipërfaqe rreth 150 km<sup>2</sup>, kurse sektori i Mallkastrës zë rreth 0,5 km<sup>2</sup>. (Xhomo A. etj. 2002; Shabani S. etj; 2005; Shallo M. etj. 1980).

Relievi është kodrinor me lartësira 600 deri 1000 metra. Maja më e lartë është ajo e Gollobicës 1403 m, maja e kodrës së Çerenecit është 694 m.

Kuotat e zallit të Okshtunit janë nga 680 m në burim e deri në 530 m në bashkimin me zallin e Bulqizës, pra me diferencë 150m në distancë prej 17km. (4).

Pjerrësitë e shpateve luhaten nga 60-70° në 10-15°, ku këto të fundit janë zotëruese.

Rrjeti ujor i zonës.

Zalli i Okshtunit ka prurje maksimale 3120 litra/sek. Gjërësia e shtratit të tij luhetet 10-15 m deri 35-50 m e më shumë. Prurjet e tij përfshijnë dhe ato të përrenjve, si dhe të mbi 100 prroskave e rrekeve, që në periudhën e rreshjeve janë aktive. I gjithë ky rrjet hidrografik që i përket pellgut ujëmbledhës të Drinit të Zi ushqehet kryesisht nga rreshjet, të cilat mesatarisht arrijnë në 900-1000 mm në vit (Pumo E. etj. 1990; Melo V. 1982). Toka në përgjithësi deri në thellësinë 7-10m është e lagët dhe e rrëshqitshme, sidomos në periudhën e rreshjeve dhe në pjerrësitë mbi 10-15°.

### 2. Formacionet flishore të sektorit; Neshtë-Çerenec.

a.- Formacioni shkëmbor i flishit të ri  $Cr_2 \cong Pg_{1,2}$ . Ndërton pjesën qendrore të rajonit. Moshë i takon maastrihtian-ipresianit (Gjata Th. etj. 1987; Kici V 1987; Kristo V. 1978). Përbërja e tij është flishoidale a-argjiloro-ranoro-gëlqerore me moshë maastrihtian; b-ranoro-argjilore me konglomerate si horizont i vithisur i paleocenit; c - argjiloro-ranore me konglomeratë e gëlqerorë të eocenit. Janë shtratime që i përkasin nënzones Krasta, njësia Okshtun, të zonës Krasta-Cukali. (Xhomo A. etj. 2002; Çili P. 1977; Shabani S. etj. 2005; Lula F. etj. 1989; Gjata Th. etj. 1987; Kici V. 1987; Melo V. 1982).

Përfshihen në grupin e shkëmbinjve mesatarisht të fortë, nën grupin e shkëmbinjve të dobët (Konomi N. 2001). Qëndrueshmëria relativisht e dobët e tyre është e kushtëzuar nga këndi i rënies së shtresave në raport me shkallën e sensin e rënies së shpateve. Në përgjithësi këndi dhe sensi i rënies së shtresëzimeve në raport me rënien e shpateve është tërthore a diagonale. Po të ishin në pajtueshmëri këndore atëherë errodimi i tyre do të ishte shumë herë më i shpejtë nga ç'ndodh sot.

Kanë qëndrueshmëri të vogël, deformim të lartë, rezistencë në shtypje njëboshtore 50-250 bar, gërryhen lehtë nga ujrata dhe paraqesin sjellje elastiko-plastike

\* Sektori gjeologjik Bulqizë

PLANT MATERIALS FROM THE ISLANDS OF THE PACIFIC

George ...  
...

...

...



...

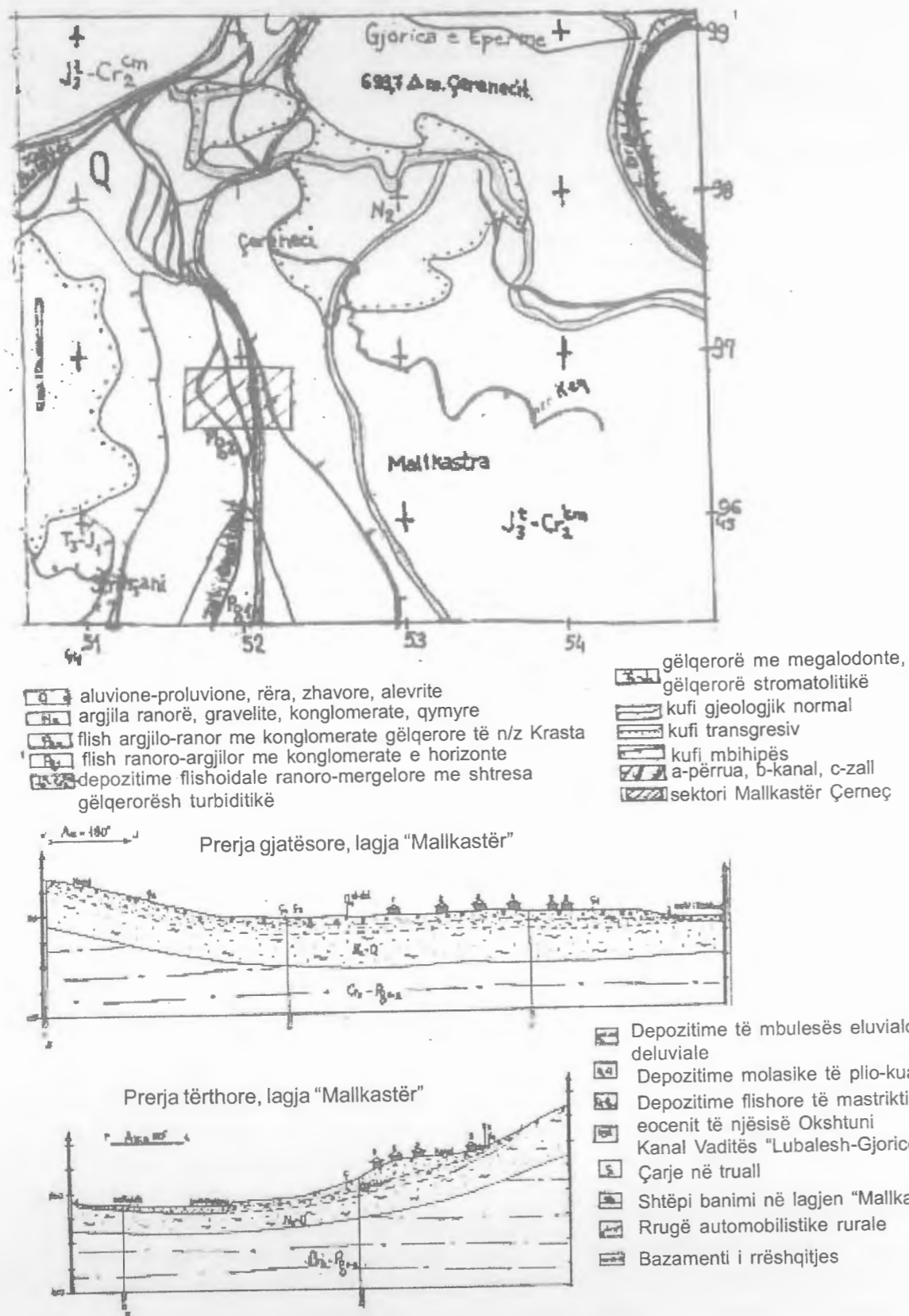


Figura 2. Harta gjeologjike me prerjet përkatëse  
Figure 2. Geological map with the relative cross-sections

Tabela 2. Elementet e rrëshqitjes në raport me terrenin në Mallkastër.

Nr.	Prishjet	Këndi i prishjes	Këndi i rënies së terrenit	Sensi i rënies së prishjes	Vërejtje
1	çarja 1	30 - 35°	20 - 25°	perëndimor	Sensi i rënies së prishjes dhe ai i terrenit janë në pajtueshmëri me njëri-tjetrin.
2	çarja 2	40 - 45°	20 - 21°	perëndimor	
3	çarja 3	35 - 40°	20°	perëndimor	
4	çarja 4	30 - 35°	12°	perëndimor	
5	çarja 5	60 - 65°	21°	perëndimor	
6	çarja 6	70°	23°	perëndimor	
7	çarja 7	80 - 85°	6°	perëndimor	

gjatësi më të vogël (60-70) m.

Nga tabela nr. 2 vihet re se:

- sensi i rënies së prishjeve të rrëshqitjeve janë në pajtueshmëri me sensin e rënies së terrenit.
- Në teren, në drejtimin nga lart-poshtë (L-P), shkalla e rënies së këtyre prishjeve vjen duke u rritur (nga 30-35°; 40-45° deri 80-85°).

Përsa i takon elementeve të planit dhe të trupit rrëshqitës në sektorin e Mallkastër mund të themi se: (1) këndi i planit të rrëshqitjes në gjuhën e rrëshqitjes luhatet 5-10° me thellësi 5-7 m; (2) për pjesën e trupit rrëshqitës ky kënd luhatet 10-15° me thellësi maksimale të rrëshqitjes 15-17 m; (3) si dhe për pjesën më të sipërme të saj është 25-30° me thellësi 3-4 m.

Tipi i rrëshqitjes është rrëshqitje-rrjedhje, ndërsa shtresa që merr pjesë në rrëshqitje është argjila e kuqërremte dhe si kontakt ka shërbyer kufiri i shtresës argjilore të kuqërremtë me atë të argjilës gri. Shtresa argjilore me ngjyrë gri që ndodhet nën atë të kuqërremtë nuk ka rrëshqitur pasi ajo është më kompakte dhe çarshmëria e saj nuk është në pajtueshmëri me relievin.

Në permasat e erozionit përveç reshjeve dhe goditjeve të tokës nga energjia kinetike e prurjeve të zallit të Okshtunit, kanë pjesën e vet edhe ujërat e kanalit vaditës sipër lagjes, i cili është i pabetonuar ose pjesërisht i betonuar me pllaka betoni. Ujërat që rrjedhin vazhdimisht

poshtë shpatit e mbajnë token me lagështi dhe ndikojnë në zbutjen e dherave dhe shkëputjen e tyre graduale e të përhershme. Të gjithë këta faktorë të marrë së bashku rritin paqëndrueshmërinë e formacioneve dhe zhveshin relievin duke e shterpëzuar atë nga dita në ditë.

#### 5- Dëmtimet në banesa.

Pra: - 25% e banesave janë pa probleme  
- 25% e banesave janë jashtë funksionit  
- 50% e banesave janë të banueshme me sot e nesër, ose pjesërisht të banueshme (Shabani S. etj.2005).

Janë ngritur me alevrite dhe mergele (themetet me 1 metër thellësi e deri 1 metër mbi tokë)

Muret i kanë me plita argjili

Mbulimi me pllaka alevroliti.

Janë ndërtuar aty nga gjysma e dytë e shekullit të 20-të. Të gjitha janë përdhese, ndërtesat e banimit dhe stallat.

#### 6- Përfundime dhe rekomandime.

Treva e Çereneçit në përgjithësi dhe Mallkastra në veçanti përmban lagështi të tepërt që i bën më të paqëndrueshme formacionet flishore, i bën të rrëshqitshme dhe lehtësisht të erodueshme nga prurjet e zallit të Okshtunit. Ndaj shpatet zhvishen, deformohen dhe për rrjedhojë bëhen gjithnjë e më pak produktive. Kjo shfaq dhe rrezikun gjeologjik për tokat arë e për

Tabela 3. Dëmtimet në banesa

Nr	Çarjet në mure cm	Pjerrësitë e mureve (°)	E pabanueshme	Vërejtje
1	<2	90°	?	
2	4-6	70-85°	?	
3	1-2-5 muri perëndimor	90°	Dhoma e gjumit	
4	> 5 dyshemeja e tavani të përthyera	72° kuzhinë	Krejt banesa	
5	1-5-7	85°	Krejt banesa	
6	-	90°	Pa dëmtime	
7	-	90°	Pa dëmtime	
8	2-3	90°	?	



komunitetin. vendoset linjë tubacioni (Shabani S. etj.2005), (2) të  
Per këtë duhet që (1) Kanali vadites mbi lagjen mbillen drurë mbi gjithë shpatet, të ndërtohen mure  
"Mallkastër" më gjatësi 400-500 m të betonohet ose të tërthor rrjedhjes për të penguar erozionin etj.

## REFERENCAT

- CILI P. (1977) - Mbi struktura dhe vendosjen gjeo-sinklinale te gjuhes flishore te Labinot-Dibres nder Albanidet e Brendeshme. Permbledhje studimesh nr.2, 1977
- GRUP AUTORËSH (1990) - Gjeografia fizike e Shqiperise. Volumi I, II. Botim i Akademise se Shkencave Tiranë 1990.
- GRUP AUTORËSH. (2002) - Harta gjeologjike e R.Sh. Shk. 1:200.000 viti 2002. Arkivi Qendror i Gjeologjise Tiranë.
- GRUP AUTORËSH (1978) - Planshetat topografike me nomenklature K-34-89-B-d (Homeshi) shk. 1: 25.000. viti 1978.
- GRUP AUTORËSH (1978) - Planshetat topografike me nomenklature K-34-89-D(Klenja) shk 1:50.000 viti 1974.
- GJATA TH, THEODHORI P. (1987) - Stratigrafia dhe kushtet e formimit te depozitimeve jurasike ne Albanidet lindore Bul .Shk.Gjeol. nr 4, 1987.
- KICI V. (1987) - Stratigrafia dhe paleogjeografia e depozitimeve flishore dhe karbonatike te rajonit Kostenje-Okshtun. Disertacion, Tiranë 1987.
- KICI V. (1987) - Situata gjeologjike dhe stratigrafia e njesise tektonike te Okshtunit. Bul.Shk.Gjeol. nr 4, 1987
- KONOMI N. (1988) - Gjeologjia inxhinierike. Vetite fiziko- mekanike te shkëmbinjve. Sh.B.L.U. Tiranë 1988.
- KONOMI N. (2001) - Gjeologjia inxhinierike. Gjeodinamika inxhinierike. Sh.B.L.U Tiranë, 2001.
- KONOMI N. (2002) - Gjeologjia inxhinierike. Gjeologjia e veprave Inxhinierike. Sh.B.L.U. Tiranë 2002
- KRISTO V. (1978) - Erozioni ujqor dhe kushtet e zhvillimit te tij ne vendin tone. Permb. Stud nr 3-4, 1978.
- LULA F., KODRA A. ETJ (1989) -Pergjithesimi gjeologo-gjeofizik i rajonit Klenjë-Okshtun-Cerenec. Arkivi i I.N.G. Fier 1989.
- MELOV. (1982) - Perhapja e flisheve ne gjuhen flishore te Peshkopi-Labinotit dhe mendime lidhur me vendosjen paleo-gjeografike e tektonike te saj Bul i shk. Gjeol. Nr.2, 1982
- NACO P, HAMITI S. (1988) - Mbi tektoniken e rajonit Nështë-Okshtun-Cerenec Bul Shk. Gjeol. nr.1, 1998
- SHABANI S, KAZANXHIU. L. etj (2005) - Demtimet nga erozioni ne banesat e lagjes Mallkaster, Cerenec i Poshtem, Komuna Gjorice. Studim Gjeologo-inxhinierik Bulqize Maj 2005. Arkivi Qendror i Gjeologjise Tiranë.
- SHABANI S, KAZANXHIU.L. ETJ. (2005) - Perpilimi i hartes se rrezikut gjeologjik shk.1:50.000, Rrethi Bulqize Qarku Diber. Raport i studimit . Bulqize 2004-2005. Arkivi Qendror i Gjeologjise Tiranë.
- SHALLO. M, GJATA TH, ETJ (1980) - Perfytyrime te reja mbi gjeologjine e Albanideve lindore nen shembullin e rajonit Martanesh-Cermenik-Klenje. Permb.stud. nr 2, viti 1980.
- SHKUPI D, ALIAJ SH ETJ (2002) - Raport i studimit . Perpilimi i hartes se rrezikut gjeologjik te Shqiperise Shk.1: 200.000 viti 2002. Arkivi Qendror i Gjeologjise Tiranë.

## Abstract.

This paper present the phenomena of slides masses on flysch formations near Çereneci, based on the engineering-geological studies and surveys, physical and mechanical analyses, erosive processes etc. Çereneci zone and particularly Mallkastra have hyper humidity that caused slides and erosion by the Okshtuni River.

Those phenomena causes, deformations and lower productivity. This phenomenon speaks for the geohazards. We recommend that one segment of the water channel Çerenec-Lubalesh must be cemented, some trees must be seeing on the monopaths etc.

THE GENUS *PLICATULA* LAMARCK, 1801, IN THE LOWER CRETACEOUS OF THE MIRDITA ZONE (ALBANIA)

LUFTULLA H. PEZA\*

## Abstract

The paper describes three species of the genus *Plicatula* Lamarck, 1801, recently discovered by the author in the Barremian-Aptian deposits (Urgonian facies) in southern part of the Mirdita zone (South-East Albania). Among the studied fossils one is the new species *Plicatula albanica* sp. nov. which, with its specific construction, distinguishes itself from the other species of the genus. Two other species studied in the paper are: *Plicatula placunea* Lamarck, 1819 and *Plicatula* sp. indet.

**Key words:** *Bivalvia* (Mollusca), *Plicatulidae*, *Barremian-Aptian*, *taxonomy*, *Mirdita zone*, *South-eastern Albania*.

## Introduction

In the paper focused a part of macrofauna found in the Cretaceous deposits of the Mirdita Zone (eastern Albanides). The most complete study of stratigraphy, paleogeography and determination of the ages of different mineralization (iron, bauxite, coal etc.) connected with Cretaceous deposits of Mirdita Zone is presented in the unpublished report: "Stratigraphy of the Cretaceous deposits of Mirdita Zone and premises of mineralisations research which are connected to that" (Peza et al. 1985). Afterwards, the study was revised to include the monograph of macrofauna of the Cretaceous deposits of this zone (corals, bivalves, gastropods and echinoids) (Peza 1988).

The region, from which the studies species of fossils derived, is included in the Southern part of the Mirdita Zone (South-East Albania) (fig. 1). The Farreti section (fig. 1, A) is located near the town of Prenjas, on the road between the towns of Pogradec and Librazhd. The Farreti village on one of the branches of the main road that leads from the village of Qukës to Stravaj. At this village, about 200-300 meters over the main road, is the outcrop where many fossils of Aptian age are found.

The Lower Cretaceous deposits at Fareti region appear on the surface of the road over the effusive rocks of the ophiolitic formation. At the beginning of the section laid conglomerates and sandstones, in which the ophiolite pebbles are predominant. Conglomeratic limestone strata limestones at the top of the section follow them. These limestones the following fossils: coral taxa: *Epismilia robusta* Kobi, *Epismilia* sp., *Dermosmilia* sp., *Montlivaltia* cf. *kaufmani* Kobi; echinoid taxa: *Pseudocidaris* sp., bivalve taxa: *Neithea* cf. *atava* (Roemer), *Plicatula* sp., *Venilicardia angulata* (Sowerby); gastropoda taxa: *Neritopsis spiralicrenata* Cossmann), *Neritodomus dolichostoma* Cossmann, *Nerita capduri* Cossmann, *Ceritella proctori* (Cragin), *C. bilineata* (Pictet et Campich), *Nerinea pauli* Coquand, *N. cf. pauli* Coquand, *Diozoptyxis coquandi* (d'Orbigny), *Diozoptyxis* sp., *Neoptyxis astrachanica* (Rehbinder), *Nerinella dupiniana* (d'Orbigny), *Nerinella* cf. *libanotica* Delpey, *Plesioptyxis day* (Blanckenhorn), *P. prefleuriauui* (Delpey), *Aptyxiella frassi* (Boehm), *Aphanotaenia elongata* sp. nov., *Phaneroptyxis* sp., *Microschiza aptiensis* (Landeres), *M. cf. ornata* (Frass), *M. sp.*, *Nerineopsis rochati* (Pictet et Renevier), *Cerithium (Pyrazus) zumoffeni* Banckenhorn, *C. (Tympantonus) orientale* Conrad, *Terebralia* sp., *Turritella difficilis* d'Orbigny, *Ampullospira* sp., *Fusus obsconditus* Coquand, *Actaeonina* sp., *Retusa syriaca* (Whitefiels), *R. cf. urgonensis* (Pictet et Campich), *Tornatina (Retusa) peroni* (Cossmann) and ammonite species *Protetragonites* sp. as well (Peza 1988). As can be seen, the above mentioned fossil complex show for the presence of Aptian developed in Urgonian facies. This facies has a wide distribution in Mirdita zone (Peza et al. 1985, Peza, 1988).

The Other region with the fossils described in the paper is Përroi Omit Brook (Përroi i Omit) in Radan village (fig. 1, B) near the main road that connects the towns of Erseka and Leskovik. In this region the allochthonous deposits of Mirdita zone (Triassic, Jurassic, Cretaceous

\*Institute of Geology AS. Department of Paleontology, Stratigraphy and Sedimentology, Voronezka 7, 101 00, Praha 10, Czech Republic

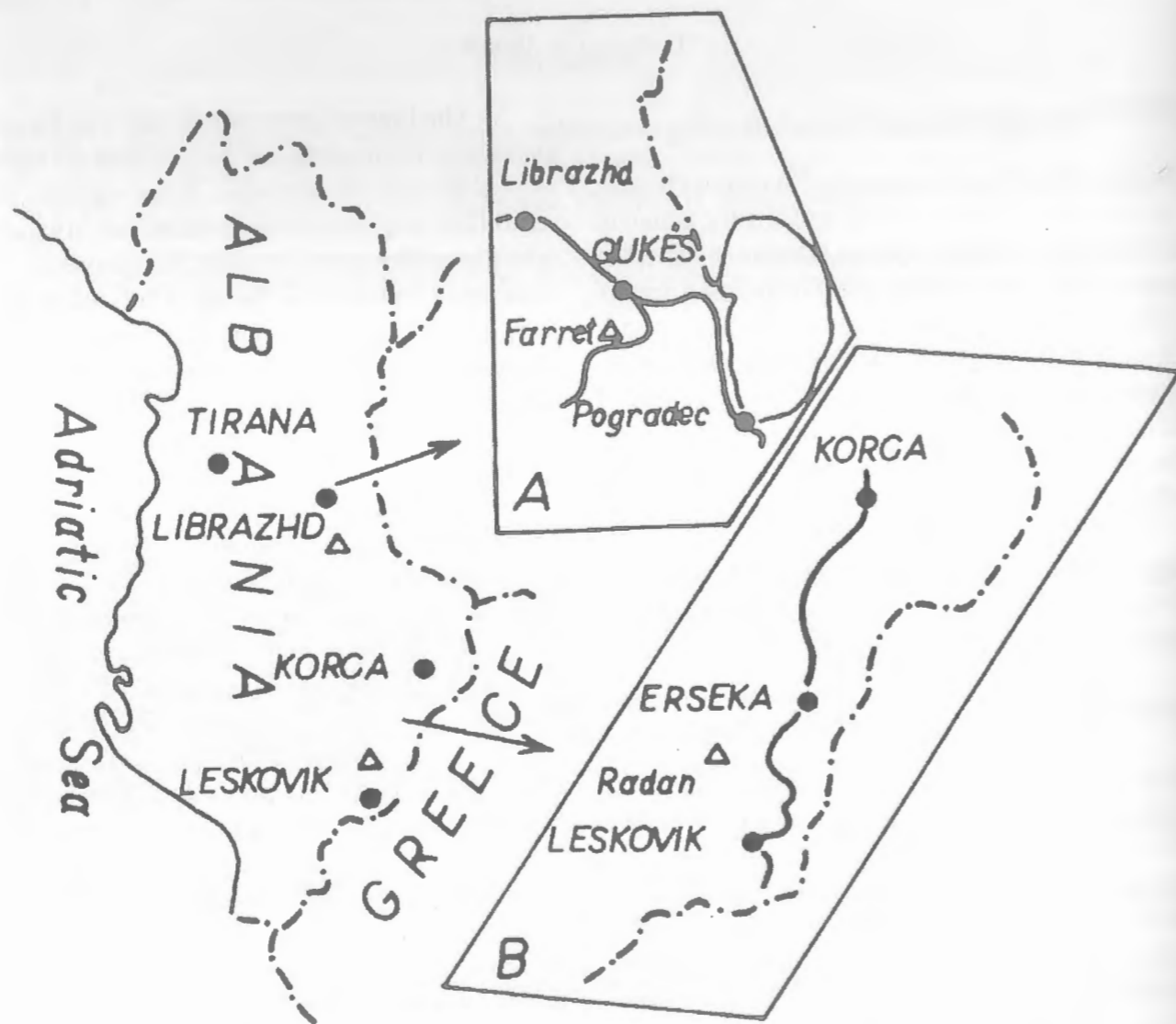


Figure 1. The geographic scheme of localities of the studied fauna: A-Fareti region and B-Radani region

de posits and ophiolitic rocks as well) lie above Krasta subzone. Some kilometers before arriving at the village of Radian, about 1000 meters in the North of the road is the outcrop where *Plicatula albanica* sp. nov. and *Plicatula* sp. indet. are found. Here, over the ophiolitic rocks and Triassic-Jurassic carbonates, transgressively lie conglomerates and sandstone deposits and above them limestones of Barremian-Aptian age. These deposits are rich in Nerinea, corals and orbitolina. The above mentioned deposits belong to Urgonian facies.

All studied species of the genus *Plicatula* Lamarck, 1801 described below are found for the first time on the Albanian territory.

#### Systematic paleontology

Class BIVALVIA Linne, 1758  
Family Plicatulidae Watson, 1930

Genus *Plicatula* Lamarck, 1801

Type species: *Spondilus plicatus* Linne, 1758

*Plicatula placunea* LAMARCK, 1819  
Plate I figures 9-13

1819- *Plicatula placunea* LAMARCK, p. 186

1842- *Plicatula placunea* LEYMERIE, p. 27, pl. 13, fig. 2

1847- *Plicatula placunea* D'ORGIGNY, p. 682, pl. 462, fig. 11-18

1901- *Plicatula placunea* WOODS, p. 134, pl. 25, fig. 1-4

1912- *Plicatula placunea* PERVINQUIERE, p. 153, pl. X, fig. 1

1824- *Plicatula placunea* GILET, p. 57, pl. 1, fig. 7, text fig. 35

1960- *Plicatula placunea* MUROVCEVA et JANI, p. 196, pl. XIV, fig. 2-4

1965- *Plicatula placunea* KOTESHVILI, p. 54, pl. 4, fig. 3

1974- *Plicatula placunea* DIMITROVA, p. 83, pl. XLIII, fig. 7-9

1980- *Plicatula placunea* FISCHER, p. 214, pl. 101, fig. 9-10

1988- *Plicatula placunea* DHONDT and DIENI, p. 33, pl. 33, fig. 1-3, text fig. 15 (cum. syn)

Material. Three left valves with partial preservation.

Description. Left valve of the shell has an oval to triangular form, which is lightly swollen and inequilaterally. The umbo is very high and gradually in dorsal direction of the valve becomes thin. The anterior margin forms a half circle with ventral one, while posterior margin is nearly

right. The external surface of the valve is covered by a few radial ribs (about 16) furnished with rows of spines. The ribs and the spines gradually become the strongest in margin direction.

The hinge dentition is developed in the typical isodont type and is compound of two equal teeth separated from each other by resilium pit and on its side by two sockets for the teeth of right valve. In the external margin the valve is furnished by some rows of round pustules, which in the ventral

area is a little longer. Nearly in the middle of the valve, a little bit set back, is the only adductor scar.

Remarks. Our specimens are very similar to *Plicatula placunea* LAMARCK and to *Plicatula inflata* SOWERBY, but they are distinguished from Lamarck's species because this last one has fewer ribs on the external surface. *Plicatula inflata* SOWERBY has rarer and more powerful ribs and the form of the valve almost oval with lower beak as well.

Stratigraphic level in Mirdita zone. Barremian-Aptian.

Geographic and stratigraphic distribution. Neocomian-Aptian of France, Hauterivian-Aptian of Bulgaria, Barremian-Aptian of North Caucasus, Aptian of Switzerland, England, Gruzia, Algeria and Tunisia.

Locality. Conglomerates in the base of transgression in Përroi Omi brook (Përroi i Omit) (near village of Radan, Leskovik district), sample nr. 235/80.

*Plicatula albanica* sp. nov.

Plate 1, figure 1-8

Derivation of name. After Albania, where the species is found for the first time.

Holotyp. The specimen shown in the Plate 1, fig 1-8  
Locus typicus. Përroi i Omit (Omi Brook, near village of Radan, Leskovik district).

Stratum typicum. Base conglomerates of the Aptian age.

Material. More than 50 specimens preserved well enough, one of which is with both valves.

Diagnosis. The shell is medium size and oval to triangular form. The right valve is bigger than the left one. Umbo is of terminal type by means of which the shell is fixed on the substratum. In the posterodorsal margin is a rather deeper bay. The external surface is covered by enough radial ribs with a row of spines, which become stronger in ventral margin.

The hinge dentition is of isodont type. Along with inner periphery the left valve is furnished by a row of pustules which correspond to a row of holes in the right valve. The adductor scar is round.

Description. The inequivalve shell is of average size with an almost triangular form and is compound of two valves, which differ from each other. The umbo is of terminal type, lifted enough and of a triangular form. The shell is fixed on the substratum by means of the umbo of the right valve, which at the fixed place becomes a little thick and loses the sculpture, which it has in the other part of the surface.

The anterior margin of the valve has the form of a half-circle and passes to the ventral margin without any change. The ventral margin is round as well, but with enough wider contours. The posterior margin, although it is round, is much narrower than the anterior one. The dorsal margin is bent enough inside and so in posterodorsal margin, a rather deeper bay is formed in comparison with other species of this genus, in which

this one is smaller.

**Right valve.** This valve of the shell is bigger and more swollen than the left one. In the posterodorsal margin, from umbo in the direction of the low corner carina is stretched, which is not much apparent and reaches in to the middle of this side of the valve. The external surface of the valve is covered by many ribs somehow strong and with a row of spines, which depending on the shell size are counted from 20 to 36 ones. There are secondary thinner ribs among them. Some of the ribs begin from the umbo, but the other begins almost from the middle of the valve and stretch up to its ventral margin. The ribs and spines become stronger in ventral area of the valve, while in both sides of the umbo, they are sufficiently thin. In spite of that, some concentric furrows, not so deep ones, cover the valve. Both valves have full junction to each other.

It is very interesting the way the valve is fixed. In most of the cases as a fixed point serves only the sharper part of umbo (beak), which in the fossil material appears as a small square in the form of a circle with a diameter to 1-2 millimeter. But in some cases the square is wider in the upper part of the valve as well, or it reaches to occupy the greatest part of its surface (Plate 1 figure 6).

The hinge is of isodont type (with two equal teeth in each valve). It consists of two equal teeth separated from each other from resilium pit. They are thin and long

and in the direction of ventral side are away from each other.

There are two sockets for the teeth of the left valve on the side of both teeth, which have very thin ribs established vertically in its extension. There is a row of holes small enough along the valve's periphery into the inner surface, placed about 1 mm away from each other (fig. 2). The only posterior adductor scar in the round form is almost placed in the middle of the valve (fig. 2)

**Left valve.** The left valve is smaller than the right one, has a hollow form, lightly swollen in its middle, while in adult specimens, in ventral side is less concave. This appearance is seen over the periphery of the ventral margin and stretches parallel with it. Many thin radial ribs cover the external surface of the valve with small spines on it and by concentric light furrows, i.e. the same surface's ornament as in the right valve.

The teeth apparatus is also the same like in the right valve, with two lateral teeth and two sockets for the teeth of the right valve and the ligamental groove is in the middle. The teeth are less away from each other than in the right valve and the distance between them become bigger in the direction of the ventral margin. Along the internal periphery of the left valve is a row of the round tubercles, which correspond to the small holes in the right valve (fig. 2). The sides of its periphery are slightly outside, in this way they are harmonized enough with right valve.

**Remarks.** The new species, in its external appearance,

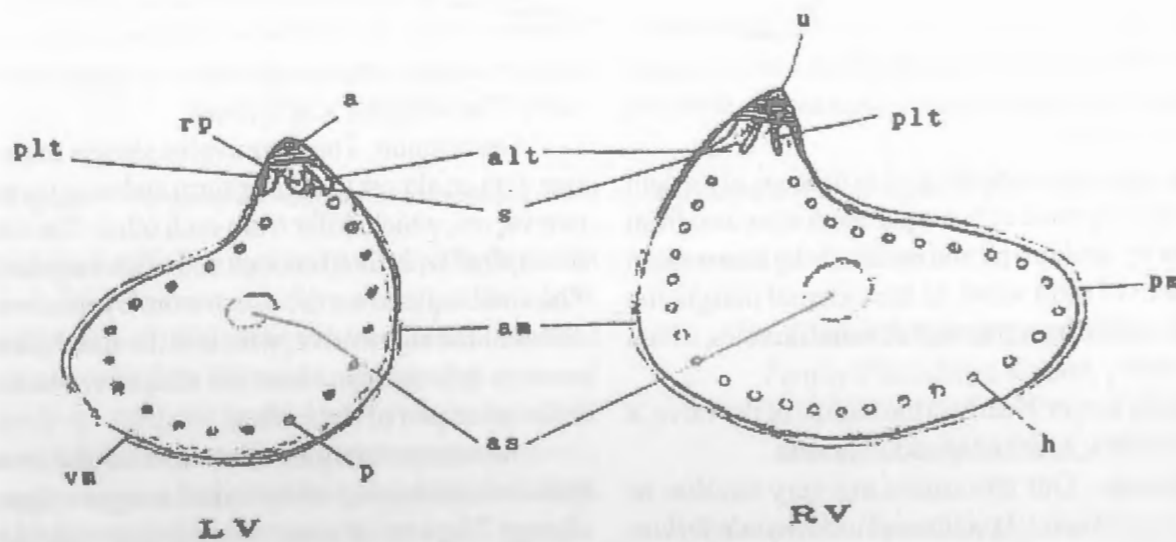


Figure 2. Internal calcareous structures of both valves of *Plicatula albanica* sp. nov. (without scale) a-area, am-anterior margin, alt-anterior lateral teeth, as-adductor scar, h-holes, p-postules, plt-posterior lateral teeth, pm-posterior margin, rp-resilium pit, s-socket, u-umbo, v-ventral margin, LV- left valve, RV-right valve.

strongly resembles to *Mytilus morrisoni* SHARPE, 1849 (pl. XXII, fig. 5a-b). Nevertheless, the compared species has a longer form, higher umbo, divaricated ribs along to their longitude, the bay in the posterodorsal margin is rather shallower, which brings about the distinction among them. *Plicatula placunea* LAMARCK,

Locality. Marly limestones in the upper part of Fareti section, sample nr. 2080.

#### Conclusions

1-Three species of the genus *Plicatula*

	H	L	W
Holotype	31	32	12
Paratypes	30	33	14
"	30	29	14
"	26	28	10
"	20	20	5

1819 has a rounder form and umbo less being out, 8-10 radial ribs ornaments its external surface. These main characteristics distinguish it from the new species.

The new species is distinguished from all other species of the genus by presence of the deep bay in the posterodorsal margin.

Stratigraphic level. Barremian-Aptian.

Locality. Përroi i Omit (Omi brook), village of Radan, Leskovik district, sample nr.235/80.

*Plicatula* sp. indet.

**Material.** 8 specimens, which belong to the different parts of the shell.

**Description.** The shell is relatively small with two valves nearly the same and less swollen. Thick and wart ribs cover the external surface of the valve. They extend from umbo to the direction of ventral margin and gradually they become thicker. In one of the specimen the place, where the valve is bound to the substratum, can be seen.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

I express my gratefulness to Madam Annie Dhondt (Bruxelles) and Mr. B. Zaruba (National Museum, Prague) for constructive advices. I thank also Madam Vera Badway (Bruxelles) for improvement of English and Mr. S. Kraja (Tirana) for help in the field work.

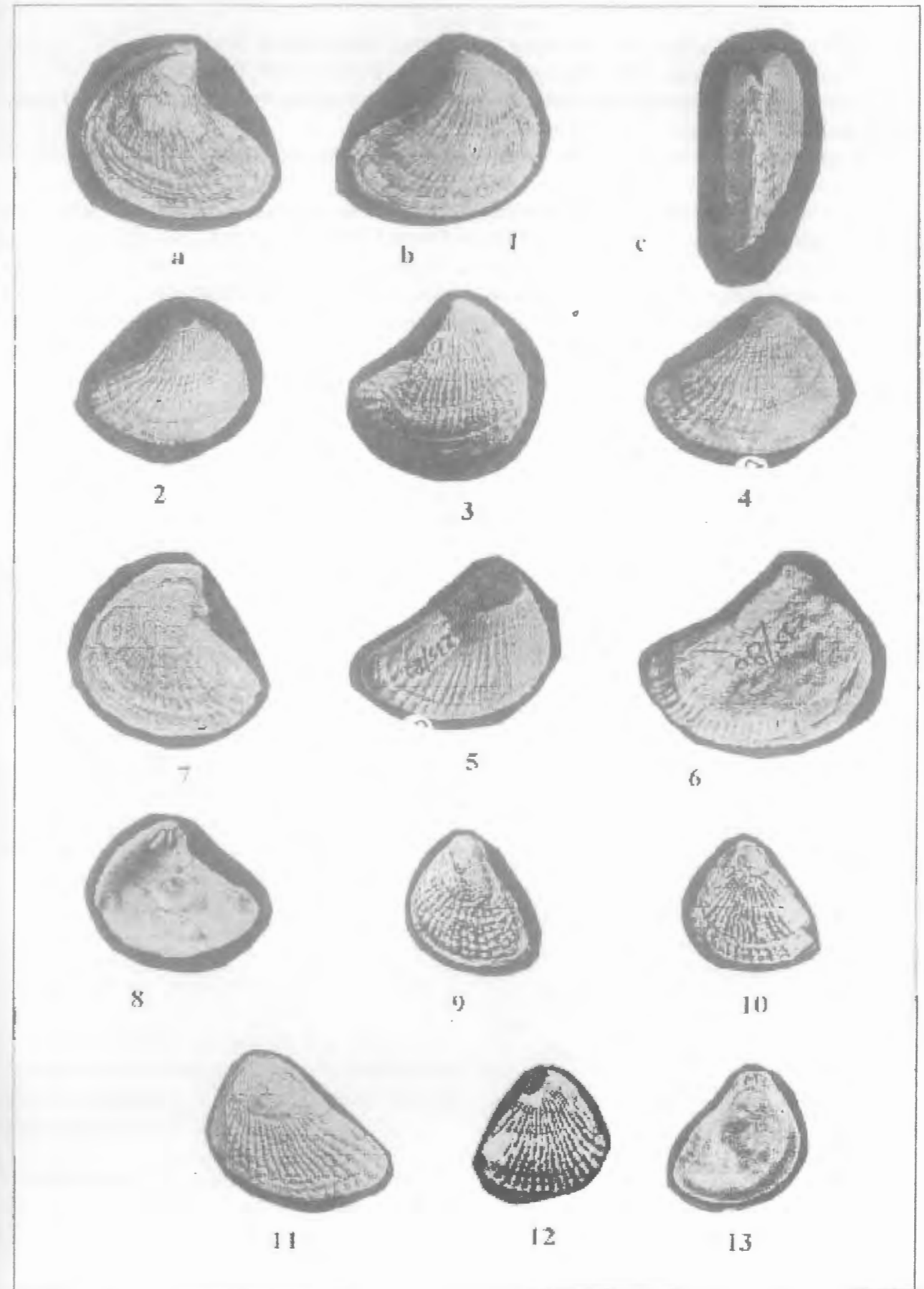
LAMARCK, 1801 are found and described for the first time from the Lower Cretaceous of Albania. One of them is new species *Plicatula albanica* sp. nov.

2-The studied material shows for very small postmortem changes of bivalve hard parts. Relative short-distance of transportation and rapid burial is proven by preservation of fine surface ornamentations. These taphonomic features are in accordance with the shallow-water conditions under which the Barremian-Aptian rocks of the Mirdita Zone were deposits.

3-The representatives of the genus *Plicatula* LAMARCK, 1801 in the Lower Cretaceous of Albania form an association with other mollusks.

- COX, L.R. AND HERTEIL, L.H. (1969) - Family Plicatula Watson, 1930 in: Moore, R.C. (edit). *Treatise on Invertebrate Paleontology, The Geological Society of America, Inc. and The University of Kansas, Part N, vol. 1, Mollusca 6, Bivalvia*, pp. N377-N378
- DIMITROVA N. (1974) - Les fossiles de Bulgarie, IV b. *Cretace inferieur (Gastropoda et Bivalvia)*, pp. 175, Sofia
- D'ORBIGNY A. (1847) - Paleontologie Francaise. *Description des Mollusques et Rayonnes Fossiles. Terrains Cretaces, vol. III, Lamellibranches*, pp. 807, pls. 253
- DHONDT, ANNIE V. AND DIENI I. (1998) - Early Cretaceous bivalves of eastern Sardinia. *Memoire di scienze geologiche gia Memoire degli Instituti di Geologia e Mineralogia dell' Universita di Padova, vol XL, 1-97, 13 pls.*
- FISCHER, J.-B. (1980). Fossiles de France et des regions limitrophes. Guides Geol. reg. 444 pp. 195 pls, Masson ed. Paris.
- GILET S. (1924-1925) - Etudes sur les lamellibranches du calcare neocomien. *Mem. Soc. geol. France, n.s., vols 1 (3-4) and 2 (1), 339 pp., 95 figs., 2 pls., Paris.*
- LAMARCK J.B., (1801) - Systeme des animaux sans vertebres, Paris, pp. VIII + 432 pp.
- LAMARCK J.B., (1919) - Histoire naturelle des animaux sans vertebre, VI, 1 partie 343, Paris.
- LEYMERIE, A. (1841-42) - Memoire sur le terrain Cretace du departement de l'Aube, contenant des considerations generalues sur le terrain Neocomien. *Mem. soc. geol. France, (1), vol. 4, 291-364, 3 pls (1841), vol. 5, 1-34, 18 pls. (1842), Paris.*
- KOTESHVILI E. V. (1965) Some Lower Cretaceous bivalves from western Georgia. *Trudy geol. inst. Akad. nyuk Gruz. SSR, geol. V. 14, pp. 37-76, 7 pl. Tbilisi /In Russian/*
- MUROVCEVA L.T. AND JANIN T.B. (1960) - Dvuhstvorcatye molusky, In: Druchchits V. V., Kudryavtsev T.L. (ed.) *Atlas niznemelovoj fauny Sernego Kavkaza i Krimea. Glav. Uprav. Gazov. Prom. Sov. Min. SSSR, VNIGAS, Trudy, pp. 165-231, pl. 29, Moskva.*
- PERVINQUIERE L. (1912) - Etude de paleontologie tunisienne. II *Gasteropodes et Lamellibranches*, pp. 352, pl. 13, Paris
- PEZA L.H. (1988) - Kretaku i zonës Mirdita dhe makrofauna e tij. vol. I: *Stratigrafia, evolucioni gjeologjik dhe premisat për kërkimin e mineraleve të dobishme*, pp. 150, vol. II:
- PEZA L.H. (1988) - Makrofauna e kretakut të zonës Mirdita, / Cretaceous of the Mirdita zone and its macrofauna. *Unpublished Doctor Thesis*, pp. 367, Pl. 76 Tirana/.
- PEZA L.H. AND GARORI R. (1985) - Stratigrafia e depozitimeve kretake të zonës Mirdita dhe premisat për kërkimin e mineralizimeve, që lidhen me to. *Unpublished report*, pp. 152, Tirana
- WOODS H. (1899-1913) - A monograph of the Cretaceous Lamellibranchiata of England. *Paleontogr. Soc. , XLIII+705 pp., 104 pls., London.*

## Plate 1



## Plate 1

Figure 1. *Plicatula albanica* sp. nov., Holotype a-left valve, b-right valve, c-front view Përroi i Omit, Radan, x1

Figure 2. *Plicatula albanica* sp. nov., Paratype Right valve, Përroi i Omit, Radan, x1

Figure 3. *Plicatula albanica* sp. nov., Paratype Right valve, Përroi i Omit, Radan, x1

Figure 4-6. *Plicatula albanica* sp. nov., right valve, showing the different size of the attached area, Përroi i Omit, Radan, x1

Figure 7. *Plicatula albanica* sp. nov., both valve, in front view of the left valve, Përroi i Omit, Radan, x1

Figure 8. *Plicatula albanica* sp. nov., view inside of the right valve, Përroi i Omit, Radan, x1

Figure 9-11. *Plicatula placunea* Lamarck, left valve, Përroi i Omit, Radan, x1

Figure 12. *Plicatula placunea* Lamarck, right valve, Përroi i Omit, Radan, x1

Figure 13. *Plicatula placunea* Lamarck, left valve inside, Përroi i Omit, Radan, x1

## SHPËRNDARJA E VATRAVE TË TËRMETEVE ME EPIQENDRA PËRFAQËSUESE

RRAPO ORMENI\*

## Hyrje

Thellësitë e vatrave të tërmeteve janë parametra të rëndësishëm për kërkimet sizmologjike, studimet sizmotektonike, vlerësimin e rrezikut sizmik dhe diskriminimin e ngjarjeve që kanë të njëjtën epiqendrë. Si rrjedhojë një epiqendër mund t'i korespondojnë disa vatra tërmetesh. Për këtë qëllim janë ndërtuar prerjet vertikale të aktivitetit sizmik për zona dhe thyrje të caktuara. Mbështetur në katalogun e tërmeteve me  $M \geq 4.5$  të periudhës 1901-2004 (Sulstarova E. 2005) që përmban 572 tërmete janë gjetur 229 vatra tërmetesh, të cilat u korespondojnë vetëm 67 epiqendrave. Këto epiqendra janë quajtur prej nesh si: "Epiqendra Përfaqësuese". Analiza e vatrave të tërmeteve në drejtimin vertikal siguron të dhëna për studimin e veçorive sizmoaktive të ndërtimit të kores së tokës Shqiptare. Studimi i shpërndarjes të vatrave të tërmeteve në drejtimin vertikal paraqet interes për njohjen më të plotë të aktivitetit sizmik të një zone dhe për të analizuar egzistencën e thyerjeve vertikale. Hartat e shpërndarjes të epiqendrave mund të na japin një vlerësim jo të saktë të aktivitetit sizmik të një zone të caktuar. Kjo për arsye se një epiqendër mund t'i korespondojnë disa vatra në thëllësi të ndryshme. Përcaktimi i aktivitetit sizmik të një zone të veçantë apo i një thyrje sizmoaktive përcaktohet nga numuri i vatrave të tërmeteve të rëna në atë zonë apo thyerje dhe jo cilësisht nga numuri i epiqendrave të tyre.

## Metoda

Metoda e përdorur gjatë këtij studimi konsiston në:

**1. Mbledhjen e të dhënave:** Nga katalogët e Shqipërisë janë seleksionuar me anë të një algoritmi vtrat e tërmeteve të cilat kanë të njëjtat koordinata dhe është krijuar një databazë e re.

**2. Seleksionimi dhe përdorimi i të dhënave:** Kjo bazë të dhënash përmban grupe të caktuara vatrash

tërmetesh ku çdo grup ka të paktën dy vatra që kanë të njëjtën epiqendrë. Kjo databazë mund të quhet "Katalogu i tërmeteve me epiqendra përfaqësuese të Shqipërisë". Me këtë katalog u ndërtua harta tre dimensionale me anë të kompjuterit, në të cilën u bënë prerjet sipas thëllësisë në rajone të caktuara sizmoaktive që u morën në studim.

## 1. Paraqitja 3D e vatrave të tërmeteve me epiqendra përfaqësuese

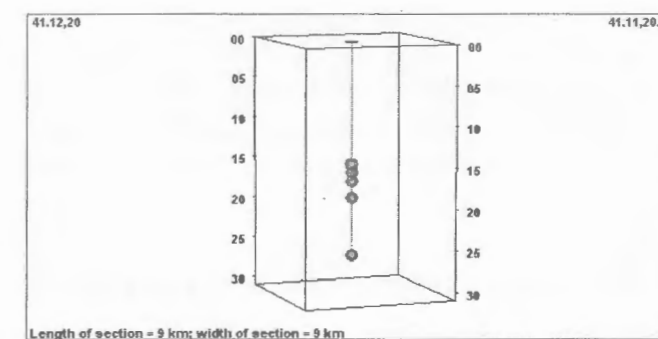


Figura 1. Paraqitja e vatrave me të njëjtën epiqendrë.  
Figure 1. Presentation of focuses with the same epicenter

Në figurën 1 jepet paraqitja 3D e 6 tërmeteve të vendosur në të njëjtin plan vertikal dhe që përfaqësohen në sipërfaqe vetëm me një epiqendrë me koordinata  $41^{\circ}10'V$  dhe  $20^{\circ}10'L$ .

Tërmetet e kësaj epiqendre përfaqësuese  $41.10V$  dhe  $20.10L$  kanë katalogun përkatës:

Data	h m s	H	MI
16.08.1908	13:00:00	0 km	6.2
12.12.1920	02:01:20	15 km	5.6
21.10.1921	02:06:10	16 km	5.1
07.01.1923	12:27:15	17 km	5.1
29.12.1935	00:00:00	19 km	4.9
10.06.1921	01:10:30	26 km	5.0

\*Qendra sizmike, Tiranë

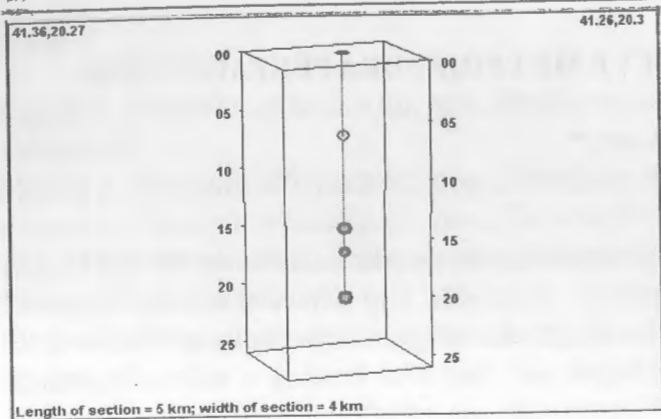


Figura 2. Paraqitje 3-D e vatrave me te njejten epiqender përfaqësues  
Figure 2. 3-D presentation of events focuses with the same representative epicenter

Po kështu epiqendra me koordinata 41°30V -20°30L (fig. 2) është epiqendra e 6 vatrave të tërmeteve nga të cilat 5 dallohen qartë në paraqitjen 3D ndërsa 2 tërmete ndodhen në të njëjtën vatrë d.m.th kanë të njëjtën thellësi dhe të njëjtën epiqendër por koha e rënies është e ndryshme pra ndryshon dimensionin i katërt: koha.

Termetet e kesaj epiqendre përfaqësuese kanë katalogun përkatës:

Data	h m s	H	Ml
01.12.1935	17:00:00	7 km	4.6
02.12.1967	00:24:13	15 km	5.3
29.01.1936	13:55:33	15 km	5.1
02.12.1967	14:08:04	17 km	4.5
07.11.1935	04:37:28	21 km	5.4

Tërmete të tjerë me epiqendra përfaqësuese jepen më poshtë:

Epiqendra përfaqësuese me koordinata 41.60V-19.40L ka katalogun:

Data	h m s	H	Ml
27.06.1970	18:57:00	13 km	4.9
04.02.1933	09:35:00	19 km	4.6

Epiqendra përfaqësuese me koordinata 41.91V-20.55L ka katalogun:

Data	h m s	H	Ml
22.12.1999	09:41:00	3 km	4.6
01:01:2000	01:19:00	5 km	4.4

Epiqendra përfaqësuese me koordinata 40.50N-19.80L ka katalogun:

Data	h m s	H	Ml
09.07.1969	17:27:00	4 km	4.9
22.12.1922	04:35:00	19 km	5.6
06.09.1956	20:22:00	30 km	-4.5

Analiza e zonave me aktivitet sizmik mund të përcaktohet nga harta e epiqendrave dhe nga profilet sipas thellësisë (1).

Zona të vecanta që kanë të njëjtën madhësi dhe të njëjtin numër epiqendrash mund të kenë numër vatrash disa fish të ndryshëm. Për të njëjtën madhësi një zonë mund të ketë një numër epiqendrash më të vogël se zona tjetër që ka numër vatrash më të madh (3).

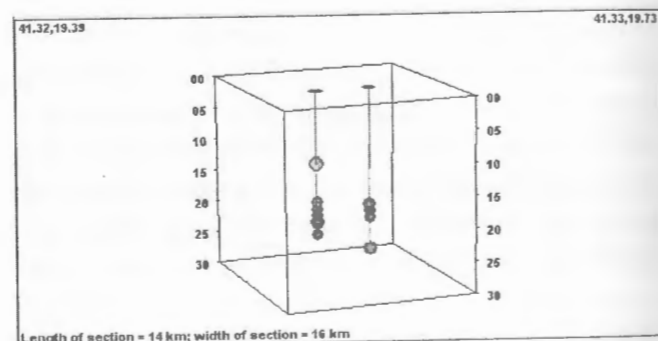


Figura 3. Sipërfaqe me 2 epiqendra dhe 11 vatra.  
Figure 3. Surface with 2 epicentre and 11 focus

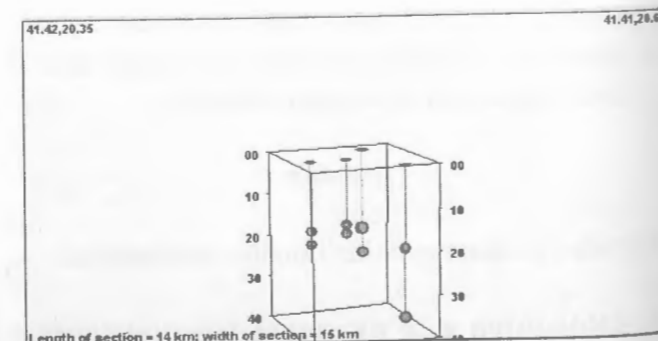


Figura 4. Sipërfaqe me 4 epiqendra që ka 8 vatra  
Figure 4. Surface with 4 epicentre that have 8 focus

Sipas hartës së paraqitur në figurën 15 zonat me koordinata 41°32V 19°39L dhe 41°33 19°73 (fig.3) kanë 2 epiqendra për 11 tërmete, ndërsa zonat 41°42V 20°35L dhe 41°41 20°69L (fig.4) kanë 4 epiqendra për 8 tërmete, pra raporti epiqendrër/vatrë është të paktën 1 : 2

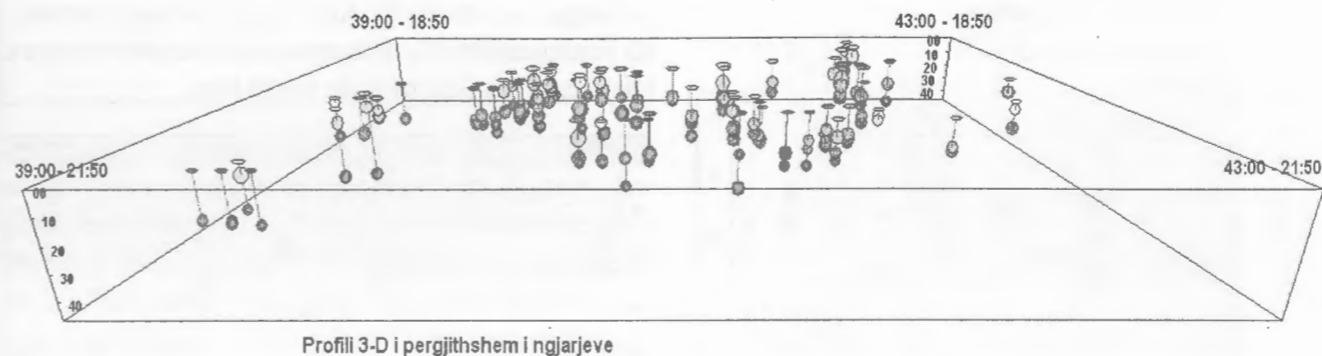


Figura 5. Paraqitja 3D e vatrave të mbivendosura të tërmeteve, në planin vertikal, me epiqendra përfaqësuese për periudha të ndryshme kohe.  
Figure 5. 3-D presentation of the events superpose focus, in vertical plane, with same epicenters for different period of time.

## 2. Profilet vertikale të prerjes sipas thellësisë

### 2.1. Profili i përgjithshëm i prerjes vertikale

#### 2.1. a. Profili i prerjes gjatësore Veri-Jug

Profili kryq i prerjes vertikale sipas thellësisë sipas koordinatës A (39°31-20°00) B (42°90-20°00) drejtimi

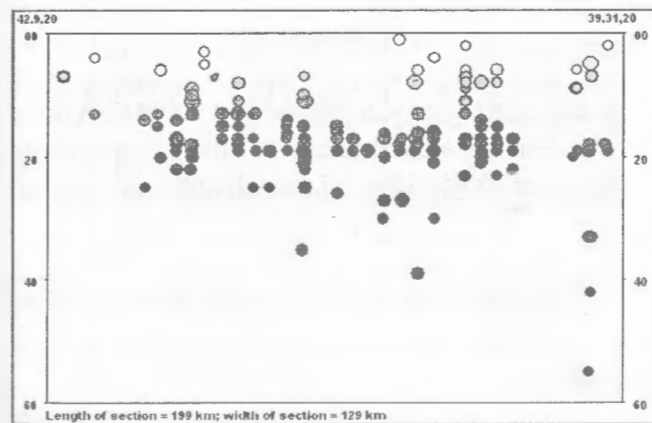


Figura 6. Profili Veri-Jug A (39°31-20°00) B (42°90-20°00)  
Figure 6. Profile North-South A (39°31-20°00) B (42°90-20°00)

Veri-Jug në seksionin me gjatësi 398km dhe gjerësi 258km jepet në fig 6. Profili nxjerr qartë vendosjen e shumicës së tërmeteve sipas thellësisë deri në 30km. Niveli i thellësisë 15-20km është niveli dominues i vatrave të tërmeteve. Tërmetet shtrihen deri në thellësinë 55km, pra gjenerimi i tërmeteve me epiqendra përfaqësuese ndodh në korën e tokës Shqipëtare(2).

Ne kete plane vertikal te paraqitjes te projeksioneve te vatrave te termeteve me epiqendra përfaqësuese ka nje shpërndarje te vatrave te termeteve ne te gjithe gjatesin nga Veriu ne Jug.

Ka nje rritje pothuaj lineare te thellesis se vatrave sipas drejtimin V-J. Ne kete plan vertikal drejtkendesh duket

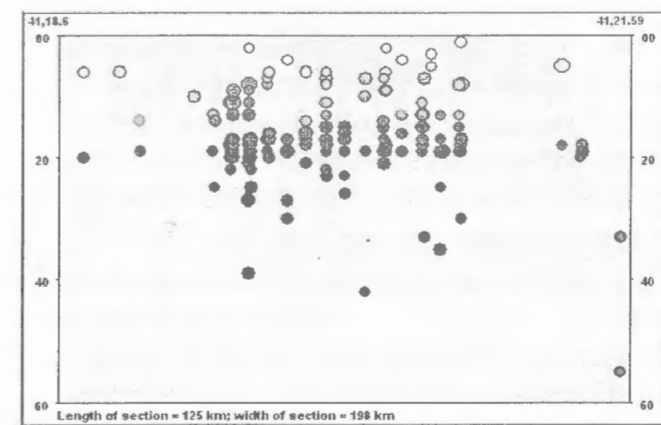


Figura 7. Profili i prerjes L-P (41.00-41.00).  
Figure 7. Cross section L-P(41.00-41.00).

qarte vendosja e projeksioneve te vatrave ne te pothuaj ne njeren ane te diagonales ecila tregon qarte ligjesin e migrimit te vatrave te temeteve sipas drejtimin V-J.

#### 2.1.b. Profili i prerjes tërthore Lindje-Perëndim

Profili vertikal i prerjes sipas thellësisë sipas koordinatës A(18°60-41°00)B(21°59-41°00) drejtimi Perëndim-Lindje në seksionin me gjatësi 250km dhe gjerësi 396km jepet në fig 7.

Ky profil nxjerr në dukje disa linja kryesore me shtrirje vertikale në drejtimin Veri-Jug qe kane nje ose me shume epiqendra përfaqësuese. Keto trajtohen ne vecanti ne profilet e prerjes ne lineamente ne zonat e vecanta sizmoaktive te vendit tone. Egzistenca ne te njejtin drejtim vertikal e me shume se 10 projeksioneve te vatrave sipas ketij plani tregon se kemi disa epiqendra përfaqësuese qe shtrihen ne te njejtin linje sipas drejtimin V-J.Kjo perkon me shtrirjen e zonave sizmoaktive gjatsore te vendit tone.

## 2.2. Profilet e prerjeve të lienamenteve të veçanta

### 2.2.1. Profili i prerjes A(41°77'-20°77') B(40°47'-

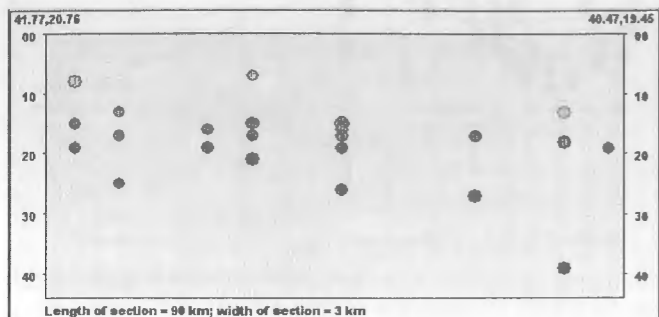


Figura 8. Profili i prerjes A (41°77'-20°77') B (40°47'-19°45') VL-JP.

Figure 8. Cross section A(41°77'-20°77') B(40°47'-19°45') VL-JP

19°45') VL-JP (fig 8) ka 7 epiqendra që përfaqsojnë 22 vatra tërmetesh. Vetëm një tërmet ka një thellesi 37km, gjithë tërmetet e këtij profili kanë vatra me thellësi 12-25km. Një epiqendër afër meqit përfaqëson 5 vatra tërmetesh. Vatrave vertikale kanë shpërndarje në të gjithë gjatësinë e segmentit. Ky lineament vertikal A-B shoqërohet me epiqendra përfaqësuese në të dy anet e tija.

Pra egziston një numur lineamentesh që e shoqërojnë këte thyerjen kryesore vertikale.

2.2.2. Profili i prerjes A(42°27'-20°67') B(40°55'-20°70') V-J (fig 9) përmban 6 epiqendra që përfaqsojnë 14 vatra tërmetesh me thellësi 12-20km dhe thellesi maksimale 29km. Sasia më e madhe e epiqendrave përfaqësuese ndodhet në segmentin Korçë-Ohër. Ky lineament kryesor shoqërohet edhe nga lineamenti paralel me të në pjesën perëndimore të tija i shtrirë në një gjatësi me të shkurtër.

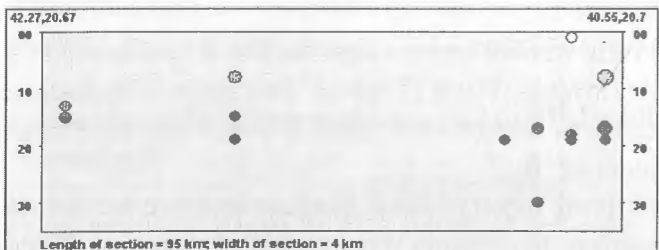


Figura 9. Profili i prerjes A (42°27'-20°67') B (40°55'-20°70') V-J

Figure 9. Cross section A (42°27'-20°67') B (40°55'-20°70') V-J

2.2.3. Profili i prerjes F(42°18'-19°59') E(40°14'-19°60') V-J zona Adriatike (fig 10), përmban 7 epiqendra përfaqësuese që përfaqësojnë 21 vatra tërmetesh. Nga skaji A në drejtim të skajit B thellësitë vijnë duke u rritur

linearisht. Shumica e vatrave shtrihen nga thellësia 9km – 25 km, ku 2 epiqendra kanë nga 5 vatra tërmetesh. Ky lineament kryesor shoqërohet me lineamente të tjera sekondare paralele në të dy anet e tija.

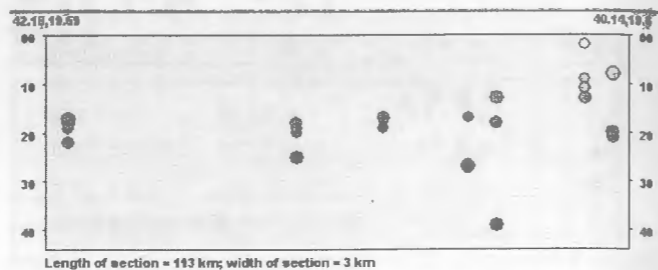


Figura 10. Profili i prerjes F (42°18'-19°59') E (40°14'-19°60') V-J zona Adriatike

Figure 10. Cross section F(42°18'-19°59') E(40°14'-19°60') V-J Adriatic zone

Lineamentet kryesore të percaktuara në profilet e prerjes jepen në hartën e fig 11, prej ku studime të metejshme dhe me të detajuara për tërmete edhe me magnituda me të vogla japin edhe lineamente të tjera në zona të vecanta.

### 3. Zonat e burimeve sizmike me epiqendra përfaqësuese

Shqipëria është një nder vendet me sizmoaktive në Evropë. Shumica e tërmeteve të forta me epiqendra përfaqësuese ndodhin në 3 breza sizmik të percaktuar, si vijon:

- 1 Brezi tërmetor Joniko-Adriatik në buzën lindore të mikroplakës së Adrias me shtrirje Verperndim-Juglindje;
- 2 Brezi tërmetor Peshkopi-Korce me shtrirje Veri-Jug, dhe
- 3 Brezi tërmetor Lushnje - Elbasan - Diber me shtrirje Jugperndim - Verilindje

Në këte studim është përdorur databazë që quhet "Katalogu tërmete me epiqendra përfaqësuese të Shqipërisë" që përfshin tërmetet me magnitudë  $M_s \geq 4.5$  që kanë ndodhur në rajonin midis 39.0 N-43.0 N dhe 18.5 E -21.5 E për periudhën 1901-2005.

1- Brezi Sizmogjen Joniko - Adriatik (fig. 11 e shënuar me nr.1) është aktiv dhe përmban 37 epiqendra përfaqësuese të cilat përfaqësojnë 134 vatra tërmetesh. Ky është brezi më gjatë dhe përmban numurin me të madh të epiqendrave përfaqësuese. Thellessit me të medha të këtyre vatrave migrojnë në pjesën Jonike. Thellessia mesatare është 16 km dhe thellessia maksimale është 42 km. Gjatë këtij brezi në tërmetet me epiqendra përfaqësuese bëhen pjesë edhe tërmete të fuqishme si vijon:

Data	Koordinata	h	Ms
1 qershor 1905	42.00N - 19.50E	h=11 km	Ms=6.6
10 mars 1962	40.70N - 19.60E	h=27 km	Ms=6.0

2-Brezi sizmogjen Peshkopi - Korce (fig. 11. e shënuar me nr.2) është ende aktiv dhe përmban 15 epiqendra përfaqësuese të cilat përfaqësojnë 48 vatra tërmetesh. Thellessia mesatare është 17 km dhe thellessia maksimale 35 km. Në këtë brez në pjesën jugore të tija kemi një venditje lineare dhe të dendur të epiqendrave përfaqësuese. Thellessit me të medha të vatrave migrojnë në pjesën jugore të këtij brezi. Gjate këtij brezi në tërmetet me epiqendra përfaqësuese bëhen pjesë edhe tërmete të fuqishme si vijon:

Data	Koordinata	h	Ms
16 gusht 1907	41.10N - 20.10E	h=0 km	Ms=6.2
10 mars 1962	40.70N - 19.60E	h=27 km	Ms=6.0

3- Brezi sizmogjen Lushnje - Elbasan - Diber (fig. 11. e shënuar me nr.3) është aktiv dhe përmban 13 epiqendra përfaqësuese të cilat përfaqësojnë 52 vatra tërmetesh. Thellessia mesatare është 17 km dhe maksimalja 39 km. Ky brez është vecanrisht aktiv me këto lloje vatrash në skajet e tija.

Në këtë brez në tërmetet me epiqendra përfaqësuese bëhen pjesë tërmete të fuqishme si vijon:

Data	Koordinata	h	Ms
13 shkurt 1912	42.90N - 20.60E	h=19 km	Ms=6.0

### 4. Nivelet e thellësisë të tërmeteve me epiqendra përfaqësuese

Tërmetet me epiqendra përfaqësuese për periudhën 1901-2004 janë gjithësejtë 229 dhe kanë një thellësi mesatare prej 17 km; thellësia maksimale është 55 km ndërsa magnituda maksimale është  $M_{max}=6.6$  (4). Niveli i thellësisë 0-10 km përmban 56 vatra tërmetesh me magnitudë maksimale  $M_{max}=6.4$  dhe këto vatra shtrihen kryesisht në zonën Jonike (Fig. 12), në zonën Korçë-Ohër-Peshkopi dhe në zonën Shkodrës. Niveli i thellësisë 11-20 km përmban 145 vatra tërmetesh, rreth 50% të numrit të të gjithë tërmeteve, dhe magnituda maksimale për këtë nivel është  $M_{max}=6.6$  (Fig. 13) Niveli i thellësisë 21-30 km përmban 19 vatra tërmetesh me magnitudë maksimale  $M_{max}=6.0$  (fig. 14). Niveli

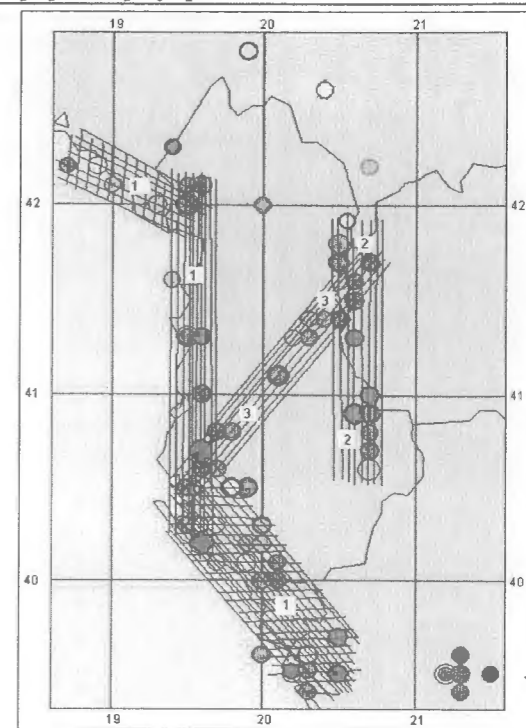


Figura 11. Harta e zonave sizmogjenen me epiqendra përfaqësuese. Dy zona gjatësore dhe një terthore të shënuara në hartë me numura.

Figure 11. The map of seismogenic zones with the representative epicentres. Two longitudinal and one transversal zones are shown in the map.

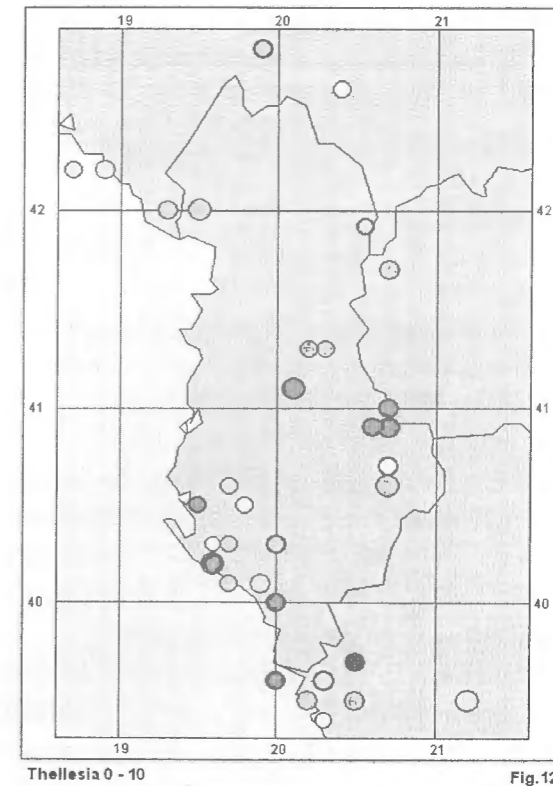


Fig.12. Shpërndarja hapësirë e epiqendrave përfaqësuese për nivelin e thellësisë 0-10 km  
Fig. 12. The distribution of the representative epicentres for depth level 0-10 km

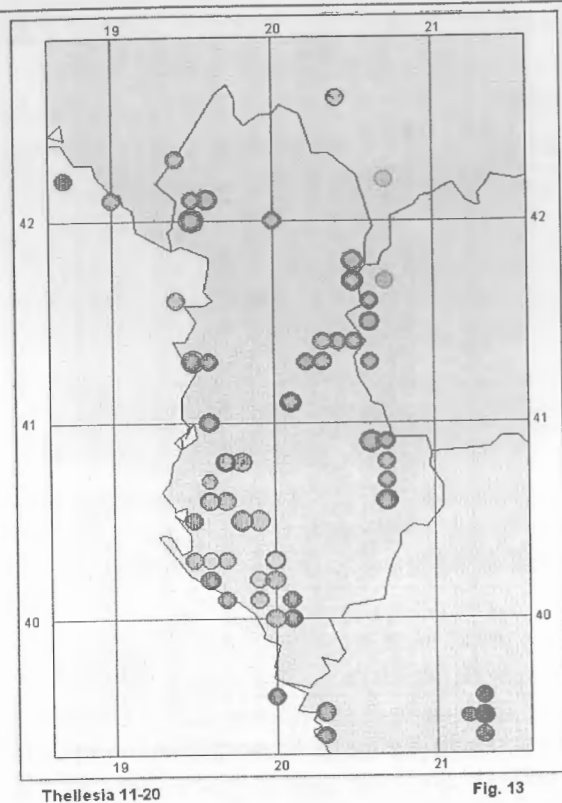


Fig. 13

Figura 13. Shpërndarja hapsinore e epiqendrave përfaqësuese për nivelin e thellësisë 11-20km  
Fig.13. The distribution of the representative epicentres for depth level 11-20 km

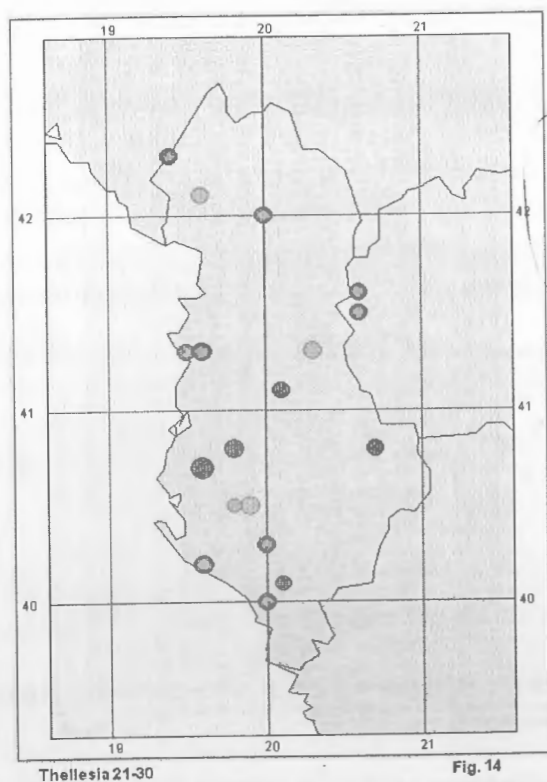


Fig. 14

Figura 14. Shpërndarja hapsinore e epiqendrave përfaqësuese për nivelin e thellësisë 21-30km  
Fig.14. The distribution of the representative epicentres for depth level 21-30 km

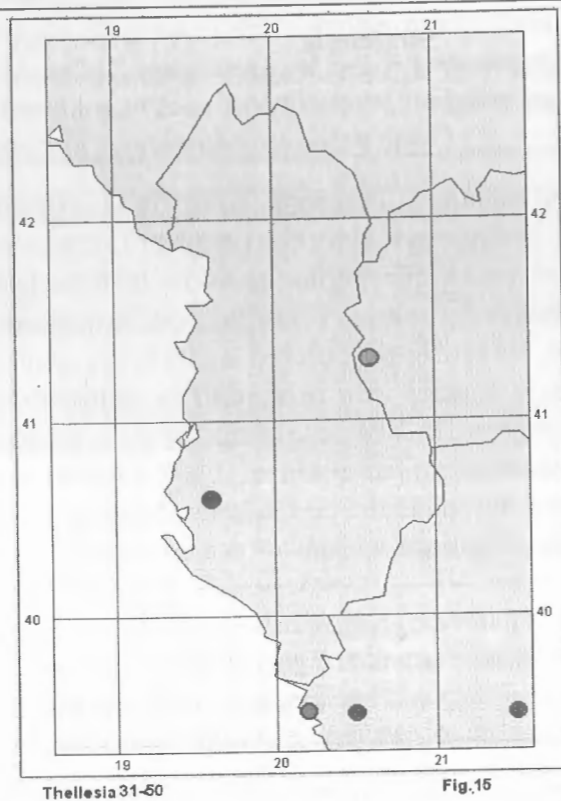


Fig.15

Figura 15. Shpërndarja hapsinore e epiqendrave përfaqësuese për nivelin e thellësisë 31-55km  
Figure 15. The distribution of the representative epicentres for depth level 31-55

thellessisë  $h > 31$  km (fig. 15) ka 6 tërmete nga ku 2 janë me  $h_{max} = 55$  km; Thellessitë e tjera janë 42 km, 39 km, 35 km, 33 km.

#### 5. Shpërndarja në hapësirë e epiqendrave përfaqësuese

Hypoqendrat e tërmeteve me epiqendra përfaqësuese janë vlerësuar sipas të dhënave instrumentale. Thellessitë janë vlerësuar nga hyrjet telesizmike P, pP, dhe sP në stacionet rajonale dhe globale. Për stacionet e afërt thellessitë e vatrave janë përcaktuar nga hyrjet Pg dhe Ps dhe modelet e përcaktuar për koren e tokës si dhe janë ballafaquar me të dhënat makrosizmike (5)(7). Figura No.1 tregon qartë mërgimin e epiqendrave përfaqësuese në zonën Jonike-Adriatike në zonën depresionale Korçe-Oher-Peshkopi. Drejtimet që përmbajnë epiqendra përfaqësuese shtrihen nga koordinatat  $42^{\circ}18-19^{\circ}59$  deri  $40^{\circ}14-19^{\circ}60$ ; nga  $41^{\circ}77-20^{\circ}77$  deri  $40^{\circ}47-19^{\circ}45$ ; nga  $42^{\circ}27-20^{\circ}67$  deri  $40^{\circ}55-20^{\circ}70$  etj. Këto drejtime përmbajnë vatra tërmetesh të vendosura në të njëjtin plan vertikal shtrirjeje. Ketu merret në konsiderat fakti që vatrave tërmete nuk janë pikësore ato kanë një plane të tyre që shtrihet

ne hapësirë (4). Pra vatra e tërmetit nuk është një pikë por një volum i caktuar si rrjedhojë planet e prerjes sipas thellessive nuk janë bashkim i pikave vatrore rigorozisht të përcaktuara. Vatrave tërmete në studim kur paraqiten në katalogun e epiqendrave përfaqësuese kanë rumbullakosjen, psh epiqendra me koordinatë  $42.537$  paraqitet  $42.54$  e cila paraqet një gabim të caktuar. Në të gjitha llogaritjet përcaktimi i vatrave të këtyre tërmeteve ka gabimin  $\pm 0.5$  km në shtrirjen e lineamentit të thyerjes. Pra epiqendrat përfaqësuese ndodhen brenda një rrethi me rreze  $0.5$  km po kështu vatrave ndodhen brenda kufijve sferik me rreze  $0.5$  km. Tërmetet që shtrihen në drejtimin vertikal dhe përfaqësohen nga njëjtë epiqendër mund të konsiderohen si ngjarje të pavarura.

Nga katalogu i tërmeteve me epiqendra përfaqësuese rezultoi se ka 229 vatra tërmetesh me  $M \geq 4.5$ , nga të cilët vetëm 10 tërmete kanë  $M \geq 6.0$  ose  $4.7\%$  e tërmeteve. Këto tërmete shtrihen në zonë Jonike-Adriatike dhe Korçe-Oher si dhe në zonën terthore Lushnje-Elbasan (fig 11). Tërmetet me  $M \geq 5.0$  janë 91 ngjarje ose  $30\%$  e tërmeteve (5)(6)

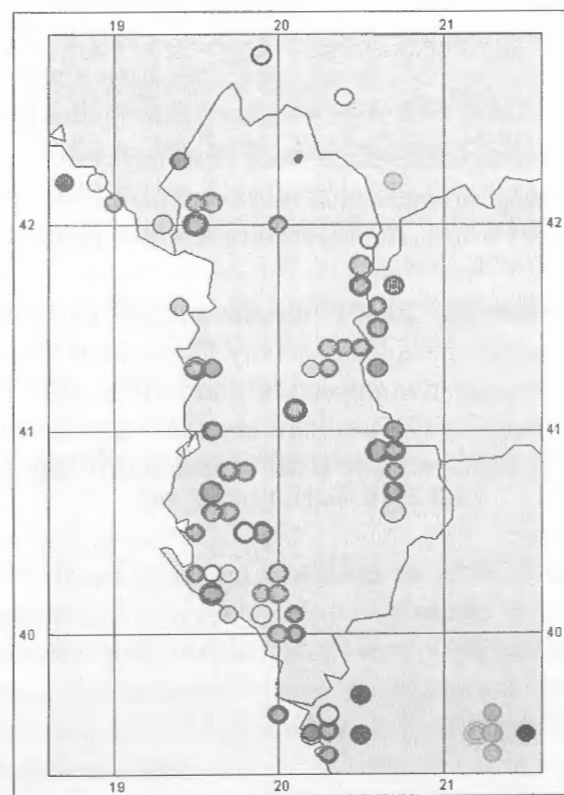


Figura 16. Shpërndarja e epiqendrave përfaqësuese të tërmeteve me  $M_s \geq 4.5$  1901-2004  
Figure 16. The distribution of the earthquakes with representative epicentres  $M_s \geq 4.5$  1901-2004

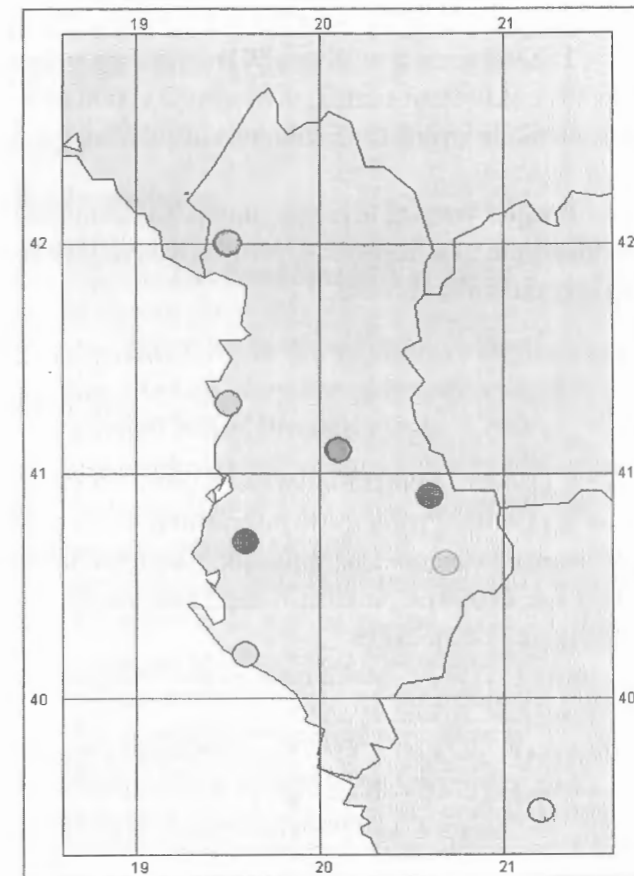


Figura 17. Harta e tërmeteve me  $M_s \geq 6.0$  në zonat me epiqendra përfaqësuese  
Figure 17. The earthquake map with  $M_s \geq 6.0$  in the representative epicentre zones

#### Përfundime

✓ Epiqendrat përfaqësuese të tërmeteve mund të shërbejnë si një parametër i rëndësishëm për vlerësimin e aktivitetit sizmik në varësi të thellessisë së tërmeteve.

✓ Epiqendrat përfaqësuese tregojnë se aktiviteti sizmik në Shqipëri është i përqëndruar kryesisht në zonën Joniko-Adriatike dhe depresionin Korçe-Oher-Peshkopi.

✓ Shpërndarja e tërmeteve sipas thellessisë tregon se  $97\%$  e vatrave ndodhen në thellessitë  $0-30$  km me një thellesi dominuese prej  $h=16$  km. Kjo tregon se shumica e tërmeteve në Shqipëri gjenerohen në pjesën e sipërme të kores së tokës.

✓ Tërmetet me  $M \geq 6.0$  janë gjeneruar deri në thellessinë  $27$  km, ndërsa tërmete me  $M=5.0-5.9$  me një thellesi mesatare prej  $h=16$  km.



√ Thellësive më të mëdha se 30 km u korespondojnë vetëm 3% e aktivitetit sizmik, si rrjedhojë vetëm disa thyerje vertikale arrijnë të përshkojnë kufirin Moho

√ Profilet vertikal të prerjes mund të ndihmojnë për evidentimin e thellësisë së dëpërtimit të thyerjeve të thella brenda kores së tokës.

√ Përdorimi i nocionit "epiqendër përfaqësues" kërkon një studim më të detajuar për vlerësimin e aktivitetit sizmik në thellësi të kores së tokës.

#### REFERENCAT

- ALIAJ SH. (1988) - Neotektonika dhe Sizmotektonika e Shqipërisë. *Dezertacion. Tiranë 1988*
- KOÇIAJ S. (1989) - Probleme të ndërtimit të kores së tokës shqipëtare sipas kohëve të hyrjeve të para të valëve gjatësore në stacionet sizmologjik. *Buletini i Shkencave Gjeologjike. Tiranë 1989*
- ORMENI RR. (2004) - Analiza e shpërndarjes të vatrave të tërmetejeve në Shqipëri dhe në zonën rreth saj. Mikrotezë. Tiranë 2004
- SULSTAROVA E. (1986) - Mekanizmi i vatrave të tërmetejeve dhe fushat e sforcimeve tektonike të sotme në Shqipëri. *Disertacion. Tiranë 1986*
- SULSTAROVA E., KOÇIAJ S. (1975) - Katalogu i tërmetejeve të Shqipërisë. *Tiranë 1975*
- SULSTAROVA E. (2005) - Katalogu i tërmetejeve të Shqipërisë. *Tiranë 2005*
- LAY TH., ÉALLANCE T. C. (1995) - Modern Global Seismology. *U.S.A 1995*

#### Abstract

The depths of earthquakes foci are critical parameters for the seismological research, study of seismic activity and the discrimination of different events with the same epicenter, as many earthquake foci may correspond to the same epicenter. For this purpose vertical cross-sections of seismic activity were compiled for different seismic zones or seismic active faults.

Based on the catalogue of earthquakes with  $M \geq 4.5$  for the period 1901-2004 ( Sulstarova.E 2005) that have 572 earthquake were found 229 earthquake foci which correspond to 67 epicenters only. These epicenters are named as "representative epicenters". Based on the maps of "representative epicenters" and vertical cross-sections the seismic active zones or faults can be determined more precisely. The distribution of "representative epicenters" and vertical crosssections of seismic activity for different seismoactive zones and faults in Albania are presented in this paper.

## KARAKTERISTIKAT FIZIKE, MINERALOGJIKE DHE ELEMENTARE TE ARGJILAVE NE DEPOZITIMET MOLLASIKE NE RRETHIN E MIRDITES

NIKOLLË NDRECA\*

llojet e analizave.

### HYRJE

Gjatë hartografimit të argjilave në depozitimet mollasike të rrethit të Mirditës gjatë viteve (1994-2005) u punua njëherazi edhe për vlerësimin e tyre në treguesit kryesorë të domosdoshëm. Si të tillë ne bëmë vetëm evidentimin e atyre objekteve argjilore që për nga vlerësimi makroskopik paraqitën më rëndësi industriale.

Marrja e provave u bë në disa punime të lehta sipërfaqësore të kryera nga ana jonë dhe në dalje të qarta artificiale, aty ku nga vlerësimi ynë ato janë konsideruar me rëndësi ekonomike. Duhet theksuar se deri më tani është bërë një mbulim i territorit me prova mjaft i kufizuar për arsye se ato kushtojnë shumë, por gjithsesi me këto arritje të deritanishme kemi krijuar një ide të qartë për natyrën mineralogjike, elementare dhe karakteristikat fizike të këtyre argjilave.

Prioritet iu është dhënë objekteve të Perlatit dhe Prosekut, pasi këto janë më të përshtatshëm se të gjithë objektet e tjera.

Në të ardhmen këtyre objekteve do u thellohet studimi i hollësishëm i tyre, në të gjitha drejtimet.

Në punën e deritanishme për vlerësimin e argjilave në rrethin e Mirditës jemi mbështetur në llojet analoge, në depozitimet mollasike, e në mënyrë të veçantë në ato të gropës së Burrelit, ku një pjesë e këtyre përbëjnë mbylljen centrikale të kësaj grope (Uraka, Urakë-Radaçi).

### 1. Karakteristikat mineralogjike, elementare dhe karakteristikat fizike

Në këtë artikull jemi përpjekur të japim disa nga karakteristikat kryesore që me një numër të caktuar provash të analizuara arrijmë të krijojme për herë të parë një ide se ç'përfaqësojnë horizontet argjilore në mollasat e rajonit të Mirditës administrative, nga ana gjeologjike dhe mineralogjike.

Deri tani janë vlerësuar pothuajse objekte argjilore më të rëndësishme për nga ana ekonomike, pavarësisht se këto vlerësime ende nuk janë të kompletuara me të gjitha

Karakteristikat fizike të shkëmbinjve argjilore janë të shumta. Ato janë vlerësuar vetëm në tre objekte për të gjitha vetitë (Perlati, Proseku e Radaçi), ndërsa përbërja granulometrike si karakteristika kryesore është përdorur në shtatë objekte të cilat sipas mendimit tonë janë optimale për nga ana ekonomike.

Me prioritet të veçantë është parë objekti i Perlatit si më kryesori dhe me të dhëna fiziko-kimike e mineralogjike tipike për një vendburim argjilor.

Duke analizuar 40 prova në shtatë objektet argjilore përbërja granulometrike është percaktuar në 8 fraksione të tilla. Këto prova janë përzgjedhur në të gjitha këto objekte duke vlerësuar ata sektorë brenda objektit me dalje të qarta e që nga pamja makroskopike janë argjila të mirfillta.

Për vetitë e tjera që përbëjnë karakteristikat fizike u veçuan më të mirat dhe u analizuan veti të tilla si plasticiteti, masa volumore, uji i punës, tkurrja në tharje e totale dhe temperatura e pjekjes. Pra gjashtë karakteristika ç'ka njihen dhe teorikisht të domosdoshme.

Duke vlerësuar të dhënat e paraqitura në tabelat e mëposhtme, në përgjithësi krijohet ideja se në të gjitha objektet kryesore kemi të bëjmë me argjila të mirfillta dhe të përshtatshme për qeramike ndërtimi. Përbërja granulometrike në të gjitha provat e analizuara dhe çdo fraksion i tyre është brenda kufijve të lejuar teorikë në drejtim të ekstremit pozitiv të tyre. Kështu kufijtë e lejuar të granulometrise sipas fraksioneve janë (1):

> 0.25 mm	(0.2-2%)
0.25-0.05 mm	(2-26%)
0.05-0.01 mm	(12-46%)
0.01-0.005 mm	(10-55%)
0.005-0.002 mm	(6-25%)
< 0.002 mm	(9-38%)

Tabela 1. Rezultatet e analizës granulometrike (me metodën aerometrike) të kampionëve argjilembajtes te rajonit Mirditë

Table 1. The results of granulometric analysis (aerometric metode) of the clayely samples in Mirdita region

N.R	Nr. i provës	Vëndi marrjes	Ndarja e fraksioneve në m/m dhe në %								Klasifikimi teknologjik		
			>1	1-0.5	0.5-0.25	0.2-0.1	0.1-0.05	0.05-0.02	0.02-0.005	<0.05	Kokrr	Alevrol.	Argjil e.
1	1	Perlat	1.72	1.52	3.22	10.74	7.95	11.28	25.99	37.59	25.15	45.22	82.81
2	12	"	-	-	-	7.42	46.29	22.19	16.57	7.53	53.71	85.05	92.58
3	13	"	2.6	1.04	0.52	0.73	1.25	15.73	44.27	33.85	6.14	61.25	95.1
4	14	"	3.08	1.54	1.44	4.62	8.73	13.35	51.85	15.4	19.41	73.93	89.33
5	15	"	1.71	0.91	1.82	6.84	6.27	11.4	29.08	41.96	17.55	46.75	88.71
6	28	"	-	1.48	2.67	7.86	12.61	16	43.4	15.95	24.62	72.01	87.96
7	29	"	4.32	1.91	2.59	7.03	9.73	12.43	27.24	35.14	25.18	49.4	84.54
8	31	"	3.82	1.64	2.18	6.0	8.18	10.58	32.17	35.44	21.82	50.93	86.37
9	33	"	0.53	0.53	0.42	0.53	1.68	22.63	44.2	29.47	3.69	68.51	97.98
10	35	"	1.63	0.43	0.87	6.51	4.88	30.61	41.76	23.32	14.32	67.25	90.57
11	36	"	2.42	3.86	10.14	9.18	5.31	8.21	24.64	36.23	30.91	38.16	74.39
12	37	"	1.76	2.94	8.82	10	7.65	5.88	22.94	40	31.47	36.47	76.47
13	38	"	5.24	4.49	4.36	9.35	4.24	4.99	34.29	33.04	27.68	52.75	85.79
14	41	"	3.23	1.29	2.69	15.61	12.92	19.59	23.14	21.53	35.74	55.65	77.18
15	43	"	0.86	0.86	4.83	18.78	14.48	13.41	26.82	19.95	39.81	54.71	74.66
16	45	"	2.54	3.53	10.59	15.82	12.9	11.77	22.36	20.48	45.38	47.03	67.71
17	46	"	1.58	1.58	1.14	1.58	1.77	17.35	51.42	23.42	7.65	70.54	94.13
18	47	"	1.58	0.53	1.47	11.59	8.96	11.59	33.19	31.09	24.13	53.74	84.83
19	50	"	1.16	1.37	6.86	9.18	9.28	2.53	34.28	35.34	27.85	46.09	81.43
20	51	"	0.76	0.89	1.9	4.43	5.96	4.31	40.56	41.19	13.94	50.83	92.02
21	52	"	1.12	1.12	2.79	10.61	15.64	12.85	28.49	27.37	31.28	56.98	84.35
22	53	"	1.67	0.56	2.23	9.34	8.35	9.34	38.4	20.61	22.15	56.09	86.7
23	54	"	13.7	1.64	3.84	5.7	6.58	13.16	15.9	39.47	31.47	35.64	75.11
24	55	"	2.79	2.79	3.9	3.9	3.9	5.02	36.23	41.47	17.28	45.15	86.62
25	16+17	Radaç	4.41	1.21	1.1	2.98	1.87	4.63	49.06	34.73	11.57	55.56	90.29
26	18	"	10.0	1.59	5.29	10.05	9.52	16.93	24.87	21.69	36.5	51.32	73.01
27	22	"	2.59	1.45	1.55	4.66	5.8	9.85	24.35	49.74	16.05	40	89.74
28	23	"	15.7	2.16	1.62	3.68	10.28	23.27	25.97	17.32	33.43	59.52	76.84
29	62	Radaç	0.74	0.53	0.53	14.29	23.7	21.59	23.34	14.29	39.79	68.63	82.92
30	63	"	-	2.97	4.54	6.16	5.67	18.03	43.2	19.44	19.34	66.9	86.34
31	7	Prosek	9.5	0.59	0.59	0.94	2.85	3	41.52	40.94	14.55	47.37	88.31
32	8+9	"	1.49	1.55	3.92	8.03	11.3	15.16	37.45	21.1	26.29	63.91	85.01
33	11	"	0.8	0.25	0.35	1.2	1.75	6.24	47.95	41.46	4.35	55.94	97.4
34	24	Vadhisht	11.4	1.4	1.86	3.96	2.68	8.47	47.5	22.72	21.3	58.65	81.37
35	57	Urakë	0.51	0.82	2.57	8.74	12.76	18.52	32.41	23.66	25.4	63.41	87.35
36	58	"	0.44	0.22	0.78	7.21	12.64	18.29	33.81	26.61	21.29	64.74	91.35
37	59	"	1.59	0.53	1.28	5.31	7.44	13.18	41.45	29.22	16.15	62.07	91.29
38	73	"	0.62	1.03	1.56	2.49	5.4	12.05	51.92	24.92	11.1	69.37	94.29
39	74	"	2.58	2.64	2.64	1.76	0.41	5.87	59.82	24.28	10.03	66.1	90.31
40	75	Jezull	0.32	0.42	0.53	0.53	1.34	1.2	51.25	43.81	3.14	54.39	98.2

Tabela 2 Përbërja mesatare granulometrike sipas objekteve

Table 2. Average granulometric composition per object

Objektet Argjilore	Fraksionet argjilore në m/m								Klasifikimi gran-teknologjik		
	>1	1-0.5	0.5-0.25	0.25-0.1	0.1-0.05	0.05-0.02	0.02-0.005	<0.005	Kokr	Alev.	Argjil r.
Perlat	2.71	1.65	3.53	8.4	6.87	12.34	32.88	29.87	23.16	52.09	81.96
Radaç	5.58	1.65	2.43	6.97	9.47	15.7	31.97	26.2	26.1	56.97	83.17
Prosek	3.96	0.79	1.61	3.39	53	8.13	42.3	34.5	15.05	55.73	90.23
Vadhisht	11.4	1.4	1.86	3.96	2.68	8.47	47.5	22.72	21.3	58.65	81.37
Urakë	0.84	0.52	1.54	7.08	10.94	16.66	35.89	26.49	20.92	63.49	89.98
Ujeshhtë	1.6	1.83	2.1	2.12	2.9	8.96	55.87	24.6	10.55	67.73	92.33
P-Jezull	0.32	0.42	0.53	0.53	1.34	1.2	51.85	43.81	3.14	54.39	98.2

Tabela .3 Përbërja granulometrike e rajonit

Table 3. The granulometric composition of the region

Rajoni i Mirditës administrative	3.77	1.18	1.94	4.63	5.64	10.21	42.58	29.74	17.17	58.43	88.17
----------------------------------	------	------	------	------	------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Duke i krahasuar këto të dhëna në kufijte e lejuar me ato të dhëna në tabelë pra ato të analizuar për të 40 provat në të gjithë rajonin, themi me siguri të plotë se të gjitha argjilat në të shtatë objektet e vlerësuar, granulometria është optimale dhe argjilat për nga ky tregues janë me rëndësi industriale (shih tab.1,2,3).

Duke i grupuar këto të dhëna në mënyrë të përmbledhur për çdo objekt, pra duke përcaktuar përbërjen mesatare granulometrike për secilin objekt në veçanti dhe për të gjithë rajonin së bashku, plotësohet ideja e dhënë më sipër.

Mbështetur në disa eksperiencia të fituar nga ana jone kemi bere si te veçante per granulometri nje klasifikim teknologjik granulerik. Në këtë janë përfshirë pjesa alevrolitore dhe ajo argjilore ku vërtetohet më së miri kushti teknik industrial i domosdoshëm.

Kështu fraksioni granulometrik argjilor (më të vogla se 0.005 mm) i cili kufizohet në intervalin 6-25% të

përbërjes totale granulometrike, çka duke u krahasuar me të dhënat tona rezultoi se vetëm në objektin Vadhishtë e Ujeshhtë-Kelaj që në këtë fraksion luhaten në intervalin 22-24%, pra rreth kufirit maksimal të domosdoshëm, ndërsa të gjitha objektet e tjera janë të gjitha mbi 25%, pra më shume se sa kufiri i lejuar (maksimum).

Veçohet si më i miri objekti Prosek-Jezull me 43.81% pra gati 50% i tërë materialit argjilor është argjile industriale.

I gjithë rajoni i studimit i vlerësuar nga përmbajtja mesatare granulometrike duke ju referuar tabelës përkatëse rezultojnë të gjitha fraksionet argjilore janë mbi kufirin minimal të lejuar.

Përfundimisht në këtë aspekt thuhet me bindje të plotë e të mbështetur në këto rezultate se të shtatë objektet argjilore të fiksuara në rajon janë dhe përfaqësojnë në vetvehte argjilë industriale me të dhëna granulometrike

Tabela 4. Karakteristikat fizike të argjilave të objekteve

Table 4. Physical peculiary of the clays in objects

Objekte	Plastiçiteti %		Masa volumore(kg/m <sup>3</sup> )		Uji i punës %		Tkurrja totale %	Temperatura e pjekjes(°c)
	Kufiri	Fakt	Kufiri	Fakt	Kufiri	Fakt		
Perlat	10-20	9.33	>1	1.025	18-22	18	4.9	900-1100
Radaç	10-20	12.48	>1	1.11	18-22	21.26	5.8	900-1100
Prosek	10-20	14.16	>1	1.08	18-22	19.35	4.43	900-1100

tepër optimale.

Vetitë e tjera që plotësojnë karakteristikat fizike të argjilave e theksuan dhe më lart se zgjedhëm tre prej shtatë objekteve në rajon të cilat janë perfaqësues dhe ngjasojnë të gjitha me këto të tre (Proseku, Perlati, Radaçi).

Duke krahasuar të dhënat e paraqitura në tabelë me këto tregues të analizuar arrijmë në këto konkluzione: *Plasticiteti* në kufij të lejuar teorikë (shih tab. 4) ku faktikisht është 9-14.16% dhe gjatë brumosjes kanë nevojë për ujë mbi ujë deri në 28% (2) rezulton se në Perlat Qender është më i ulët se i lejuari në masën 0.67%, në Objekte Radaç e Prosek është brenda atyre të lejuar respektivisht 12.48 dhe 14.16%.

*Masa volumore*, e cila duhet të jetë mbi 1 per të tre objektet është mbi kufirin maksimum të lejuar 1.025kg/cm<sup>3</sup>; 1.11 kg/cm<sup>3</sup> dhe 1.08 kg/cm<sup>3</sup>.

*Uji i punës* ose lagështia e punës është e njohur teknikisht në intervalin 18-22% dhe në objektet tona rezulton brenda këtyre kufijve respektivisht 18 (Perlati), 21.26(Radaçi) dhe 19.35(Proseku).

*Tkurrja totale dhe ajo në tharje*, janë të dhëna 5-12% ku ato të përcaktuara në tre objektet rezultojnë 4.9; 5.12% (Perlati), 5.8; 7.06% (Radaçi) dhe 4.43; 4.61% (Proseku).

Vërehet qartë se janë afër dhe në kufijtë e lejuar.

*Temperatura e pjekjes*, e përshtatshme njihet teorikisht kjo në kufijte 900-1100°C.

Duke u krahasuar me të dhënat e fituara ajo për të tre objektet rezulton 950°C.

Në mënyrë të përbledhur themi se argjilat në Mirditë i plotësojnë karakteristikat fizike në mënyrë optimale dhe si të tilla në këtë aspekt janë me rëndësi industriale për ekonominë e këtij rajoni.

Nisur nga rezultatet e mësipërme objektet Perlat e Prosek janë më të rëndësishmet në rajon si për nga karakteristikat mjaft të favorshme për shfrytëzim që ato kanë. Si e tillë këto vitet e fundit po i thellojmë studimet në këto dy objekte, aktualisht jemi në fazën e përfundimit të disa punimeve sipërfaqësore si rievime, itinerare, shpime si dhe njëkohësisht po bëjmë sistemimin e përpunimin e materialit bruto.

Mendoj që jo vetëm për këto objekte të rëndësishme së veçante por për të gjithë rajonin brenda një viti e pak më shumë do të nxjerrim konkluzionet e duhura mbi karakteristikat gjeologjike e mineralogjike të këtyre resurseve të panjohura deri më tani.

## 1.2. Përbërja elementare

Përbërja kimike (elementare) e shkëmbinjve argjilor pasqyron përbërjen minerale por zakonisht nuk jep të dhëna të drejtpërdrejta për llojin e përbërësve minerale dhe për përmbajtjen e tyre sasiore (3, 4).

Vetëm argjilat relativisht homogjene me përmbajtje shumë të pakët mineralesh joargjilore, përbërja elementare e shkëmbit mund të ketë rëndësi mineralogjike, ku në bazë të raportit të oksideve mund të përcaktohet tipi mineralogjik i argjilës. Zakonisht për shumicën dërrmuese të argjilave bëhet analiza kimike e fraksionit më të vogël se 0.005 mm, pasi ai jep një përfytyrim më të saktë mbi kimizmin e mineraleve argjilore. Kur vlerësojmë këto analiza vëmendja kryesore përqëndrohet në përmbajtjen e ujit hidroskopik e pastaj në atë të alkalineve, veçanërisht në K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dhe MgO (3).

Kryerja e analizave të pjesëshme kimike deri me tani për rajonin tonë ka krijuar një ide të qartë mbi kimizmin e këtyre argjilave, çka për në vazhdim do të perqendrojmë thellimin e studimit në mënyrë të veçantë në objektet Perlat e Prosek.

Krahas mineraleve argjilore në shkëmbinjte argjilore takohen dhe minerale joargjilore, ku prania e sa më e ulët e tyre i rrit vlerat e përdorimit të argjilave. Si të tillë në rajonin tonë takohen përbërës të veçantë si kokrriza kuarci, okside e hidrokside hekuri, mangani, kalci, karbonati e lende bimore dhe shtazore (5).

Të theksuara këto takohen në Prosek (sektorë të veçantë të tij) në Radaç e Radaç-Urakë dhe më pak në objektet e tjera. Argjilat me përbërje kimike të përafërt shpesh dallohen nga njëra-tjetra si nga lloji i mineraleve dhe nga vetite fizike e teknologjike që ato paraqesin gjatë përdorimit (5).

Bazuar në këtë, nisur nga dominimi i këtij apo atij lloji minerali argjilor ose kompleks mineralesh veçohen tipet e mineraleve argjilore. Përbërja kimike, mineralogjike dhe granulometrike përcaktojnë vetite teknologjike të argjilave. Për të paraqitur kimizmin e argjilave në rajon deri më tani zgjedhëm objektet Perlat, Prosek dhe Radaç. Këto rezultate jepen në tabelën nr. 6.

Duke gjykuar me këto të dhëna në pamjen e parë të krijuar ideja se janë pak përbërës të analizuar, por për vlerësimin industrial këto i konsiderojmë bazë e rëndësishme në këto objekte pasi kemi ato teorike (si kritere të domosdoshme), vërejmë një përputhje të kënaqshme. Në objektin e Perlatit vetëm MgO i kalon kufijtë maksimal të intervalit luhatës nga 0.5-2%, e lejuara është 2.88%.

Në Prosek kemi tre okside; ku SiO<sub>2</sub> nuk plotëson kriterin

Tabela 6. Rezultatet e përbërjes elementare të argjilave  
Table 6. Expected results of the clay elementary composition

Përbërja elementare në %	Nr	Nr i provës	Vendi marrjes	1	2	3
				Perlat	Prosek	Radaç
SiO <sub>2</sub>	Teorik			53-80	53-80	53-80
	Faktik			57	41.8	53.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Teorik			7-23	7-23	7-23
	Faktik			8	4.4	6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Teorik			2.5-8	2.5-8	2.5-8
	Faktik			15.2	14.8	12.25
CaO	Teorik			1-15	1-15	1-15
	Faktik			4.4	13	6.9
MgO	Teorik			0.5-2	0.5-2	0.5-2
	Faktik			2.88	5.5	3.5
SO <sub>4</sub>	Teorik			0.2-1.8	0.2-1.8	0.2-1.8
	Faktik			0.2	0.2	0.1
NaO				0.74	1.45	0.97
K <sub>2</sub> O	Teorik			1.8-4	1.8-4	1.8-4
	Faktik			1.34	1.8	1.54
Hk	Teorik			3-14	3-14	3-14
	Faktik			11	17.9	15.8

minimal, MgO mbi atë maksimal, e njëjta gjë dhe për H/kalcium, oksidet e tjerë janë normal.

Duhet theksuar se në objekte janë marrë provat në horizontin argjilor me ngjyrë gri në Prosek dhe tek ai me ngjyrë bezhë e gri në dy objektet e tjerë. Tek ajo grija vërehet përmbajtja e lartë e CaO, pra dallohet qartë prania e tepërt e mineraleve jo argjilore.

Në Radaç kemi MgO më shumë se maksimumi i lejuar K<sub>2</sub>O më pak se minimumi, SO<sub>4</sub> më pak se minimumi H/kalciumi mbi normalen. Pavarësisht nga luhatjet e dhëna më lart krahasuar me kriterit teknike të domosdoshme, ato në fakt janë të papërfillshme, gjë që ato nuk ndikojnë në prodhimin e gatshëm (është eksperimentuar me material nga këto argjila në objektet kryesore) nga ku nuk kanë rezultuar defekte teknike në tulla.

Këto tre objekte shprehin edhe dallimet në mes tyre (u theksuan më lart) që në aspektin e rëndësisë industriale bazuar në përbërjen kimike të tyre, dallojmë se Perlati ngelet si më i rëndësishmi në rajon, pastaj Proseku etj.

Në të ardhmen për objektet e Perlatit e të Prosekut kemi nëpër duar thellimin e studimit të vlerësimeve kimike në të gjitha llojet argjilore brenda tyre për të bërë të mundur përcaktimet e duhura kimike në shërbim të llojshmërisë së përdorimeve të tyre.

## 1.3. Përbërja minerale

Shkëmbinjte argjilore për nga përbërja mineralogjike janë të shumëllojshëm, ku në çdo rast rolin kryesore e luajnë mineralet argjilore të cilët përbëjnë 20-70%, ndërsa pjesën tjetër e zenë ato të quajtur jo argjilore (si copëzore ose antigjenë, lëndë amorfe e koloidale, komponime organike dhe mbeturina të tilla).

Të gjitha këto minerale formohen në zonën e alterimit të sediment-grumbullimit, në diagjenezë dhe në epigjenezë. Në rajonin tonë marrin pjesë një numër i konsiderueshëm mineralesh e grup mineralesh argjilore e jo argjilore (tab. 5).

Ndër më të përhapurit janë klorit-montmorilloniti, kaoliniti, iliti dhe më pak sepioliti, talku, vermikuliti, akoma më rrallë vërehet i zhvilluar dhe kloriti. Në rajon (depozitimet mollasike) bën që të grupohen, të korelohen trashësite argjilore, argjilo-ranore, argjilo-alevrolitore pothuajse në të gjitha objektet argjilore të rajonit në Mirditën

administrative. Në këtë përbërje mineralogjike e marrim në konsideratë edhe në kushtet e formimit të tyre sipas mendimit tonë ekzistojnë disa rrugë formimi, që do të trajtohen më vonë.

Grupimet minerale apo ato të marrura veçmas të zhvilluara në rajon përshtaten deri diku dhe me ambientet ku ato formohen dhe depozitohen qoftë alkaline apo acid dhe më rrallë neutral. Këtë e dëshmon më së miri prania e kaolinitit kudo, pasi ai mundet të formohet në të dy ambientet (alkalin e acid), gjithmonë këto në kushte kontinentale.

Kur bie kjo prani (kaoliniti) në ujrat alkaline të detit të mbyllur formohen hidromikat, çka e vërteton më së miri prezenca fare e vogël e mineraleve të tilla si vermikuliti, talku etj.

Jo pak të rëndësishëm në përbërjen mineralogjike të argjilave janë dhe mineralet jo argjilore si kuarci,

feldshpati, kalciti, dolomiti, getiti etj. Prezenca e tyre varet edhe nga fraksionimi i materialit që merret për të analizuar. Kështu sa më e madhe të jetë sasia e materialit argjilor aq më e vogël bëhet prania e kuarcit duke shtuar mineralet argjilor ato kloritike, mikore dhe e kundërta etj.

Tabela 5. Rezultatet e analizave difraktometrike të përbërjes mineralogjike të kampionëve argjilor të rajonit Mirditë  
Table 5. Expected results of the mineralogical composition diffractometric analysis of the clayey samples of Mirdita Region

Nr. R.	Nr. Proves	Vendi marjes	Tekstura ngjyra	Përbërja minerale ne %											
				Montmoril	Klorit-Mont.	ilit	Kaolin	Klorit	Antigor	Kuarc	Kalcit	Dolomit	Feldshpat-Albit-Anortit	Talk Vermik.	Getit
1	40	Perlat	masive-gri	-	30	15	20	-	-	10	-	-	10	10	-
2	42	"	"	-	10	30	20	-	-	8	-	20	10	-	-
3	49	"	"	-	70	-	10	-	-	8	-	-	8	-	-
4	56	Prosek.	cop.gri-bezh	-	10	10	30	-	-	10	5	12	10	-	-
5	60	Uarakë	cop.bardhgr i	-	10	20	15	10	-	10	5	25	10	-	-
6	19	Radaç	cop.gri-jeshi	-	15	30	30	-	-	7	15	25	8	-	-
7	20	"	"	-	20	15	30	-	-	5	-	-	5	-	-
8	65	Vadhisht	dherore-bezh	-	60	-	15	-	-	5	-	-	5	8	5
9	67	"	dherore-bezh	-	30	5	15	-	-	5	-	-	5	10	5
10	71	Zelaj	"	-	15	15	30	-	-	10	5	10	10	-	-

Shkëmbinjtë copëzore kanë rëndësi se ndikojnë në përcaktimin e përbërjes së shkëmbinjve të rajonit, drejtimin e ardhjes si dhe indirekt në korelimin e prerjeve. Përcaktimit të mineralogjisë së argjilave në gjerësinë dhe llojshmërinë e tyre në të gjitha objektet i kanë kushtuar një vëmendje të veçantë, një punë specifike e të hollësishme dhe të dendur që në marshutat, në orientimin e punimeve sipërfaqësore, përcaktimin e detajuar të çdo horizonti argjilor duke veçuar llojshmërinë e tyre bazuar në prerjet gjeologjike natyrale dhe artificiale.

E gjithë puna për këtë vlerësim është përqëndruar edhe në vërtetimin makroskopik (si ngjyrën, granulometrinë, pozicionin e depozitimit etj).

Kështu bazuar në rezultatet e paraqitura në tabelën 5 e sistemojmë përbërjen minerale dhe japim një përfytyrim të saktë mbi këtë mineralogji në të gjithë rajonin, duke radhitur radhën e dominimit të llojeve minerale në argjila. Si e tillë lloj mbizotërues është klorit-montmorilloniti veçanërisht në Perlat, Radaç, Ujeshtrëz-Kelaj dhe Prosek. Në objektet e tjera veçohet natyra kaolinitike, ilitike si në një pjesë të Perlatit, Jezull, Uarakë. Pozitiv është fakti se takohen edhe minerale të tilla argjilore si sepiolitike (Perlati e Vadhishtë), të cilat konsiderohen të veçanta dhe specifike për rajonin.

Ndërsa mineralet jo argjilore luhaten në kufijtë e 10-30% pothuajse të gjitha objektet dhe 20-70% dhe 80-90% i zenë mineralet argjilore, çka vërteton idenë tonë të fiksuar që kur e kemi marrë përsipër për ti studiuar këto argjila se ato përbëjnë dhe argumentet e domosdoshme për ti konsideruar me rëndësi të madhe

industriale në fushën e qeramikës e më gjerë dhe për më shumë pozicionin gjeologjik që ato zenë; janë dhe do të jenë objekt pune, studimi, vlerësimi e thellimi të njohurive duke vazhduar me tej kërkimin e argumentave shkencore që ato mbartin në larmine e tyre, vendosjen e gjeologjike e lidhjen me rajone analoge në gropat e brendëshme.

### Përfundime

Bazuar në vlerësimet fushore, vërtetimet makroskopike dhe në të dhënat e marra nga rezultatet e provave për përcaktimin e karakteristikave fizike, kimike dhe mineralogjike arrijmë në këto përfundime:

- Tashmë jo vetëm karakteristikat gjeologjike por dhe ato fizike, kimike e mineralogjike u bënë të njohura për herë të parë nga ana jonë në vitet e fundit se ç'janë në të vërtetë e ç'përfaqësojnë nga ana mineralogjike argjilat në depozitimet mollasike të rrethit të Mirditës.
- Karakteristikat fizike në përgjithësi, përbërja granulometrike në veçanti, i përmbushin kriteret më të domosdoshme teoriko-praktike të përdorimit,

veçanërisht për qeramikë të trashë ndërtimi në të gjitha objektet argjilore.

- Përbërja elementare e dominuar nga oksidet kryesore mineralformuese të argjilave përfshin  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , janë tepër optimal e të përshtatshëm për t'u përdorur.

- Përqindja në kufijtë minimalë e mineraleve jo argjilore në të gjitha objektet ja rrit shtë vlerën industriale këtyre argjilave.
- Natyra klorit-montmorillonitike, kaolinitike, ilitike dhe më rrallë sepiolit-vernikulitike i bënë argjilat në rrethin e Mirditës prioritare dhe me rëndësi të madhe ekonomike për veriu në tërësi.
- Të gjitha këto të dhëna premtuese ja rritin vlerën këtyre resurseve e tërheqin vëmendjen e investitorëve të vendit e të huaj.
- Origjina e këtyre argjilave është ajo e kores së alternimit të shkëmbinjve të bazamentit, e atyre të ardhur në kushte kontinentale dhe në ambiente të përshtatshme geomorfologjike.

### REFERENCAT

- BILBILI M. (1981) - Nomenklatura dhe klasifikimi strukturor i shkëmbinjve copëzorë të vendit tonë. *Përmb. Stud. Nr. 1-1981*
- HASANTARI M., BROCI M. Materiale ndërtimi. *tekst mësimor*
- KANANI J. (1971) - Petrografia e shkëmbinjve sedimentare. *tekst mësimor*
- LEKA Y. (1994) - Raport mbi rezultatet e punimeve të kërkim-zbulimit në vendburimet e argjilave për tulla Kraps (Fier) dhe llogaritja e rezervave me gjendje 1.01.1994.
- MUCEKU Y., TERSHANA A., KOÇI M. (1995) - Studimi i vendburimeve argjilore montmorillonite-atopulgitë të zones Shëngjun-Bejnë (Klos-Mat) dhe llogaritja e rezervave. *Fondi Qendror i Gjeologjisë*
- NDRECA N. (1995) - Raport me temë "Vlerësimi gjeologo-industrial i argjilave në rajonin Prosek-Perlat-Urakë për qeramikë ndërtimi (tulla e tjegulla), 1995.
- PASHKO P. (1967) - Mbi depozitimet neogjenike të Gropës së Burrelit. *Permbledhje studimesh*
- PASHKO P. (1970) - Depozitimet miocenike të ujrave të ëmbla në zonën e Mirditës. *Përmb. Stud. Nr. 3/16-1970.*
- TASHKO A. (1971) - Vrojtme gjeokimike në një gropë të brendëshme të zonës të Mirditës. *Përmb. Stud. Nr.2-1971.*
- TERSHANA A., OSMANI N. (1973) - Vendurimet e mineraleve të dobishme jometalore dhe kërkimi i tyre. *tekst mësimor, dispenca II.*
- TERSHANA A. (1990) - Atopulgitë në koren e tjetërsimit të shkëmbinjve ultrabazikë të masivit të Bulqizës. *Bul. Shk. Gjeol. Nr. 3.- 1990.*

### Abstract

During mounted ten-years was known nobody clayey objects decided on deposits mollasses in Mirdita area. In this period and especially on 4-5 years old of this millennium connected to do except mapping and necessary determination of characteristic physical-chemical and mineralogy of clays where generally they ensue optimum and felicitously for a thick ceramic of building. Elementary, mineralogy and granulometry structure do this clays highly requisite to emphasize of foreign investor and home-brew in order to this not evidenced resource so far to do prior of ceramic field etc.