



Buletini i Shkencave Gjeologjike

1/2017

Buletin of Geological Sciences

BORDI EDITORIAL

ASS. PROF. DR. VEIP GJONI-KRYEREDAKTOR

PROF. DR. ALAUDIN KODRA-ANËTAR

PROF. DR. IRAKLI PRIFTI-ANËTAR

PROF. DR. VILSON SILO-ANËTAR

ASS. PROF. DR. HASAN KULIQI-ANËTAR

PROF. DR. ALEKS VRANAI-ANËTAR

ASS. PROF. DR. KUJTIM ONUZI-ANËTAR

DR. NDOC VUKZAJ-ANËTAR

ING. SOKOL MARKU-REDAKTOR PËRGJEGJËS

ISSN 0254-5276

Transgresion i Miocenit të Poshtëm në strukturën antiklinale karbonatike të Tërvollit, Gramsh-Elbasan (Shqipëria qendrore-jugore)

[*Transgression of the Lower Miocene in carbonate anticline structure of Tërvollit, Gramsh-Elbasan (central-southern Albania)*]

Skënder Myftari, Piro Dorre 5 [13]

Mbi vazhdimësinë e mineralizimit të kromit në zonën veriore të vendburimit të kromit Bulqizë – Batër.

[*On the continuity of mineralisation in northern flank of Bulqiza-Batra ore body.*]

Sefedin Shabani 21 [29]

Prania e EGP në përqëndrimet sulfure të Vullkaniteve të Shqipërisë
[*Presence of EGP in sulphur concentrations of vulcanite in Albania*]

Astrit Turku 37 [45]

Biostratigrafia e pektinideve të Oligocenit e Miocenit në Shqipëri.
Propozim për një Shkallë Biostratigrafike

[*Pectinides of Oligocene and Miocene biostratigraphy in Albania. Proposal for a new biostratigraphic scale. (Summary)*]

Pandeli Pashko 53 [63]

Mbi alternativën e rritjes së tokës në zhvillimin gjeotektonik të Albanideve, (Apo Pllakat Tektonike të Tokës në Rritje)

[*The alternative of the earth's growth seen in the geodynamic development of Albanides. (Or plate tectonics of the growing earth)*]

Thanas Gjata 67 [79]

In memoriam

Në nderim e kujtim të Prof. Dr. Engjëll Prrenjasit

Ass.Prof.Dr. Petraq Naço i

Kërkesat ndaj autorëve v

Parimet udhëheqëse për Etikën dhe estetikën e publikimeve në periodikun shkencor "Buletini i Shkencave Gjeologjike" vii

TRANSGRESION I MIOCENIT TË POSHTËM NË STRUKTURËN ANTIKLINALE KARBONATIKE TË TËRVOLLIT, GRAMSH-ELBASAN (SHQIPËRIA QENDRORE-JUGORE)

SKËNDER MYFTARI, PIRO DORRE

ABSTRAKT

Struktura antiklinale e Tervollit ndodhet në lindje të qytetit të Gramshit, (Shqipëria qendrore-jugore). Shtrirja e saj është ajo e Albanideve, VL-JP, dhe ndodhet në zonën tektonike të Krujës (Gavovo në Greqi). Në shpatet e strukturës dhe në tavan të saj shvishen depozitime karbonatike të moshës së Kretakut së Sipërm (Cr_2) ndërsa në krahët e strukturës depozitime të vazhdueshme gëlqerore me moshë Kretak i sipërm (Cr_2) - Eocen i sipërm (Pg_3^3) dhe depozitime flishore të Oligocenit të poshtëm – të mesëm (Pg_3^1 - Pg_3^2). Në shpatin jugperendimor të struktures ndeshen "pulla" me depozitime terrigjene të karakterit Mollasik, me trashësi 150-200m. Ato vendosen me pushim stratigrafik dhe transgresion mbi bazamentin gëlqeror Kretak-Eocen i sipërm. Transgresioni i Miocenit të poshtëm (N_1^1) mbi depozitimet gëlqerore të zonës Kruja, është një rast i rrallë në ndërtimin gjeologjik të Albanideve. Këto depozitime përfaqësohen nga alternime të ranorëve, argjilave, alevroliteve me ndërshtrësia të gëlqerorëve organogjenocoprizorë. Në prerje ndeshet makrofauna e përfaqësuar nga fosile, Bivalvora, Gastropode dhe Lithothammium. Aq më tepër kur ai ndodhet në thellësi të territorit. Ky punim synon të sqarojë këto probleme dhe prejardhjen e bitumeve.

Fjalë kyç: Antiklinali i Tërvollit, transgresion, bitume.

Hyrje

Autorët e Hartës Gjeologjike së Shqipërisë 1: 200.000 botuar në vitin 1982 (Grup Autorësh 1982), i kanë interpretuar këto depozitime si të prerjes së sipërme, të Oligocenit të sipërm (Hatian) duke i vendosur transgresivisht. Por, në asnjë vend në Shqipëri këto depozitime të Oligocenit të sipërm nuk vendosen transgresivisht, kjo sepse brenda depozitimeve flishoroflishoidale të Oligocenit nuk ka pushim stratigrafik.

Kjo ndodh vetëm në depozitimet e pjesës së sipërme të Oligocenit të sipërm. Ndërsa depozitimet e Miocenit të poshtëm (Burdigaliani) ndeshen dendur. Depozitime të tilla, kaq në brendësi të territorit dhe mbi zonën Kruja nuk ndeshen në asnjë vend tjetër të Shqipërisë. Mosha e dhënë në këtë studim e rregullon këtë në bazë të kompleksit mikrofaunistik.

Studimi i këtyre komponenteve tregoi

mungesën totale të *Foraminifereve* *plantonike*, ndërsa ndeshen makroforaminifere të *f. Miogypsina* dhe *g. Lepidocyclina* të cilat u studjuan me Biofacie dhe material të nxjerrshëm. Rezultoi se depozitimet me karakter Mollasik janë të moshës së Miocenit të poshtëm, pjeses së sipërme të Akuitanianit deri në pjesën e poshtme të Burdigalianit, $N_{1^{1a}}$ - $N_{1^{1b}}$.

Ky përfundim u arrit në baze të studimeve të makroforaminifereve të nxjerrshëm dhe biofacieve përkatëse. Këto depozitime janë formuar në pjesën bregdetare të një deti të cekët (zona litorale) në thellësi 0-50m. Gjithashtu është bërë edhe interpretimi paleogeografik dhe bashkëlidhja me rajonet më të afert, për depozitime të ngjashme dhe të së njëjtës moshë.

Punimi shoqërohet me (6) skica gjeologjike dhe tabela, me biofaciet e shoqëruara që përmbajnë mikrofaunë karakteristike për moshën e caktuar.

* Fakulteti i Gjeologjisë dhe i Minerave, UPT, Rruga Elbasani, Tiranë

Transgresioni i Miocenit të Poshtëm (N_1^1) në antiklinalin e Tërvollit

Struktura antiklinale e Tërvollit paraqet një antiklinal të zgjatur dhe të ngushte të ndërtuar nga depozitime karbonatike (dolomite dhe gëlqerore dolomitik) me moshë Kretak i sipërm deri në Eocen i sipërm, që përbëjnë pjesën kulmore të antiklinalit.

Ndërsa në krahët e antiklinalit ndeshen depozitime flishore të Oligocenit të poshtëm dhe të mesëm. Mbi shpatin jug-perendimor të antiklinalit, mbi fshatin Vinë, ndeshen depozitime terrigjene të karakterit Mollasik në trajtë të "pullave" nga të cilat njëra është më e madhe në sipërfaqe dhe në trashësi. Ato vendosen transgresivisht mbi gëlqerorët e bazamentit. Është e rëndësishme të theksojmë se gëlqerorët organogjenë të vendosur brenda depozitimeve terrigjene, janë të ngopur me bitume.

Për të sqaruar origjinën e tyre si dhe për të përcaktuar moshën e këtyre depozitimeve u kryen vrojtime gjeologjike me marrje kampionesh për analiza të detajuara mikropaleontologjike. Rezultatet e këtyre studimeve paraqiten shkurtimisht në këtë kapitull.

Ndërtimi gjeologjik dhe konsiderata lito-stratigrafike të Mollaseve

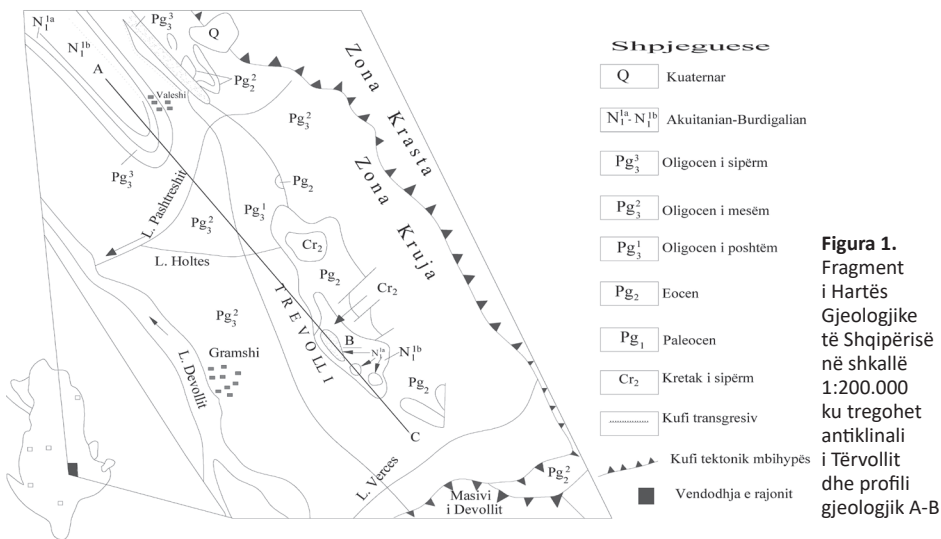
Antiklinali karbonatik i Tërvollit bën pjesë në zonën tektonike Kruia (Gavrovo)

(fig.1). Me në veri-perendim të tij gjendet antiklinali dhe sinklinali i mbivendosur i Valeshit. Në këtë të fundit ndeshet një seri depozitimesh terrigjene me moshë nga Oligoceni i mesëm deri në Burdigalian, e vendosur transgresivisht mbi depozitimet gëlqerore me moshë Kretak i Sipërm - Eocen i sipërm (fig. 4, 6). Në vendin ku ndeshen stanet u krye një prerje gjeologjike me marrje kampionesh (fig. 2).

Depozitimet karbonatike, të cilat ndërtojnë bazamentin mbi të cilin është vendosur prerja Mollasike, përbëhet nga golonite dhe gëlqerorë dolomitikë që përmbajnë *Orbitoides* (Krete e sipërme) dhe me lart *Alveolina* (Eocen i mesëm), (fig. 2, 3).

Në një dalje në sipërfaqe depozitimet terrigjene të karakterit Mollasik vendosen edhe mbi pakon mergelore kalimtare të Oligocenit të poshtëm (krahët e antiklinalit). Në të gjitha rastet depozitimet karbonatike të bazamentit të transgresionit paraqiten me "xhepa" dhe "kaverna" (që mund të jenë dhe gjurmë të veprimtarise biologjike të organizmave), të mbushura me material terrigjen.

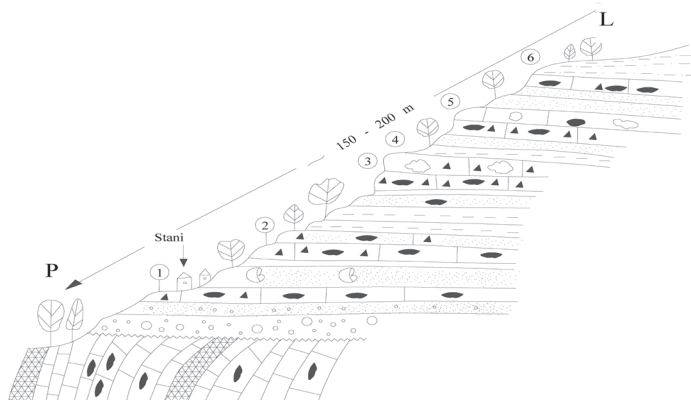
Në bazën e serisë Mollasike (terrigenë), (fig.2) ndeshet një shtresë 2-3m e trashë e përbërë nga konglomerate me zaje të shkëmbinjve magmatikë dhe kuarcorë (fig.1). Ato kalojnë gradualisht më lart në gravelite dhe ranore me ngjyrë kafe deri të kuqërremtë. Masa çimentuese e këtyre



Transgresion i Miocenit të Poshtëm në strukturën antiklinale karbonatike të Tërvolit, Gramsh-Elbasan (Shqipëria qendrore-jugore)

ranorëve është kryesisht karbonatike me ngjyrë kafe të errët dhe vende-vende e ngopur me bitum, që duket qartë në terren dhe në shlifet e përgatitur (fotot 1, 2, 3). Më lart në prerje ndeshen shtresa ranorësh të trashë me ngjyrë kafe të errët

Mollasik . Studimet treguan se në të 6 kampionet e studiuar mungonin krejtësisht foraminiferet plantonike për shkak të bazamentit të këtyre depozitimeve. U përdorën litofaciet si e vetmja metode efektive në këtë rast, për të përcaktuar



Shpjeguese

- | | | | |
|--|--|--|----------------------|
| | Gelqerorë me Nerinea dhe Orbitoides | | Ranorë me makrofaunë |
| | Gelqerorë coprizorë me Foraminifer të madh | | Konglomerate bazale |
| | Gelqerorë me Lithothamnium | | Ranorë me Gastropode |

- | | |
|--|---------------------------------|
| | Argjila dhe aleurolite |
| | Siperfaqja e shperlare |
| | Gelqerorë me bokside |
| | Numrat e kampioneve të studiuar |

Figura 2.

Skicë gjeologjike e depozitimeve në Tërvol dhe vendet e marrjes së kampionëve për studimet mikrofaunistike

të cimentuar dobët.

Ndeshen me shumicë guacka të fosileve të *Gastropodeve*, *Bivalvoreve* të cilët janë kaq të shumtë sa formojnë shtresa të vogla (biostrome) (foto 2). Më sipër ranorët kalojnë në aleurolite dhe argjila. Në tavan të sekuencës së Mollaseve ndeshet një shtrese gëlqerori organogjeno-coprizor me trashësi 2-3m (kampioni 6). Në total në këtë sekuencë dallohen deri në katër ndërshtresa gëlqerorësh organogjeno-coprizorë (fig. 2). Në këta gëlqerorë ndeshet një kompleks i pasur makrofaunistik si dhe foraminifere të mëdha të *G.lipolocyclina* dhe *Miogygsina* (tab. 1, 2), ashtu si do ti tregojmë më poshtë. Trashësia e përgjithshme e serisë transgresive është afërsisht 150-200m.

Biostratigrafia

Gjatë punimeve në terren u morën në 6 intervale kampionet për studime mikropaleontologjike për të përcaktuar moshën e depozitimeve me karakter

moshën me anë të mikrofosileve. U grumbullua material mikrofaunistik i bollshëm për studimin e biofacieve të foraminifereve bentonike të medhenj si *G.Copriolocyclina* dhe *Miogygsina* si do ti shohim dhe më poshtë. Fosile nga grupe të tjera të botës shtazore dhe bimore u përdorën si mbështetje për të bërë interpretimin paleobatimetrik dhe paleogjografik të basenit detar. Përfaqësuesit e gjinisë *f. Miogygsina* dhe *g. Lepidocyclina* u studiuan me anë të biofacieve në 50 shlife të përgatitura nga ranorët e fortë dhe gelqerorët organogjeno-coprizorë (fig. 2). Në të vërehet një pasuri e jashtëzakonshme e foraminifereve të mëdha me ruajtje të shkëlqyer si edhe fosile të grupeve të ndryshme me origjinë shtazore e bimore. Si rezultat janë përcaktuar *Lepidocyclina*, speciet *Miogygsina gunteri*, *M. gunteri tani*, *M.tani*, *Lepidocyclina (Nephraepidina) sp*, si dhe *Amphistegina haneriana*, *Opereulina complonti*, Alga të kuqe

(*Lithothamnium*, *Lithophyllum*), *Biozon Miliolidae*, *Rotalidae*, *Gastropode*, *Koralet* etj. Në shlifet e përgatitura ndeshen njolla bitumesh me të cilët janë të mbushur gëlqerorët organogjeno-coprizorë, ranorët që ndeshen në prerje (era e naftes ndihet edhe në sipërfaqe). Ndërsa nga studimi i

shlifeve të orientuar (tab.1, 2) u përcaktuan speciet: *Miogypsinaides bantomensis*, *Miogypsina gunteri*, *M.tani*, *M.globulina*, *Operculina Complanata*, *Pazarotalia viennotti*, *Amphistegina huarina*, *Lepidocyclina (Nephrolepiolina) sp.* Ky kompleks është karakteristik për moshën e

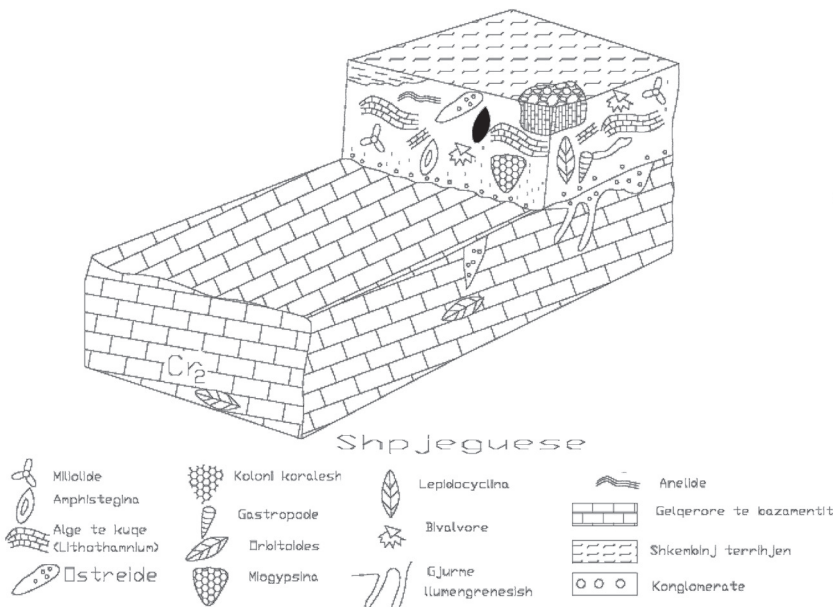


Figura 3. Diagramë skematike me karakteristikat kryesore të kontaktit trasgresiv midis bazamentit të Kretë-Paleogjenit dhe shkëmbinjve terrigjen në antiklinalin e Tërvollit

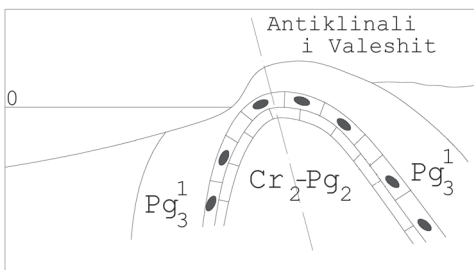


Figura 4. Skicë paleogeografike e antiklinalit të Valeshit dhe nivelit të detit në fillim të Oligocenit të sipërm

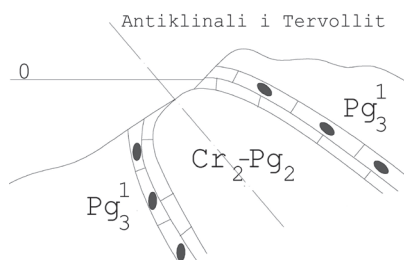


Figura 5. Skicë paleogeografike e antiklinalit të Tërvollit dhe nivelit të detit në pjesën e sipërme të Akuitanianit - pjesa e poshtme e Burdigalianit

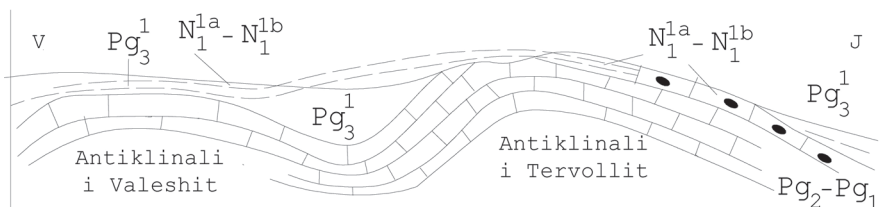


Figura 6. Profil skematik gjeologjik - gjatësor në linjën A- B- C- D midis antiklinalëve të Valeshit e Tërvollit

Transgresion i Miocenit të Poshtëm në strukturën antiklinale karbonatike të Tërvoollit, Gramsh-Elbasan (Shqipëria qendrore-jugore)

pjesës së sipërme të katit Akuitanian dhe deri në bazën e katit Burdigalian (Myftari, S. 1981, 1989) moshë e cila daton edhe moshën e serisë terrigjene (mollasike) në antiklinalin e Tërvoollit.

Duhet shtuar gjithashtu se si fosilet e studiuara me anë të biofacieve dhe ato të shlifëve të orientuara flasin për të njëjtën moshe që treguam më lart.

Gjithashtu ato flasin për praninë e foraminiferit të ridepozitimit, fenomen i zakonshëm në bazat e serive transgresive me karakter mollasik. Komplekse të ngjashme janë ndeshur në disa pika të tjera të zonës Jonike dhe në ultësirën e Vlorës (Myftari, S. 1981, 1989).

Interpretimi i paleobatimetrisë dhe paleoserisë terrigjene në Tërvooll

Strukturat karbonatike të Tërvoollit dhe Valeshit (më në veri) (fig.1) i përkasin vargut lindor të zonës tektonike Kruja. Prania e foraminifereve të medhenj (Orbitoides) dëshmon se këto depozitime (Kretak i Sipërm) janë formur në kushtet e një deti të cekët, me ujë të pastër e të ngrohtë. Depozitimet më të reja karbonatike janë ato të Eocenit të mesëm – të sipërm (të pasura me Alveolina) të cilat gjithashtu dëshmojnë për formimin e tyre në kushtet e një deti të cekët (Sublitoral). Mungesa e depozitimeve terrigjene të Oligocenit të sipërm dhe pjesës së poshtme të Akuitanianit, dëshmon se këto struktura kanë dalë mbi ujë dhe i janë nënshtruar erozionit. Por, në fund të Akuitanianit deri në fund të pjesës së poshtme të Burdigalianit, një pjesë e kësaj strukture (Tërvooll) u mbulua nga një avancim i një gjuhe të detit të madh që mbulonte një pjesë të madhe të zonës Jonike. Deti avancoi në drejtim të juglindjes (nepërmjet sinklinalit të Valeshit) duke u vendosur transgresivisht mbi depozitimet terrigjene të karakterit molasik. Ai i mbuloi me depozitimet karbonatike të Kretakut të sipërm. Ky det përparoi dhe gërreu depozitimet karbonatike të tavanit të Akuitanianit. Nga ky proces u çliruan sasi të mëdha të forta karbonate (CO₂) dhe sasi të mëdha të materialit llumor të pasur me kalçium karbonat (CaCO₃). Të

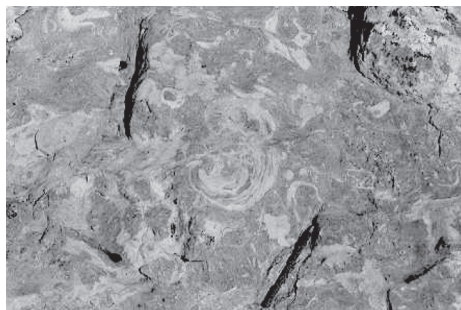


Foto 1.a. Baza e transgresionit të flishit oligocenik mbi gëlqerorët e Kretakut të sipërm. Në bazë dallohen zaje dhe makroforaminiferë të ridepozituar si Rudistae, Gastrapode etj.

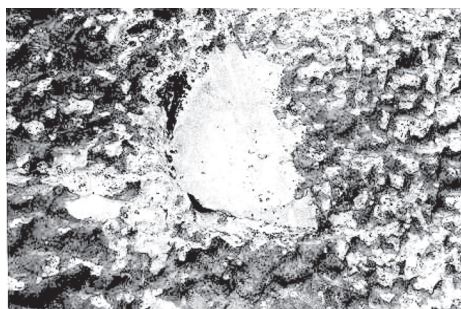


Foto 1.b. Litofagie të shumta që dallohen, në sipërfaqen e bazës së transgresionit të flishit të Oligocenit të poshtëm mbi gëlqerorët e Kretakut të sipërm në Kërpicë.

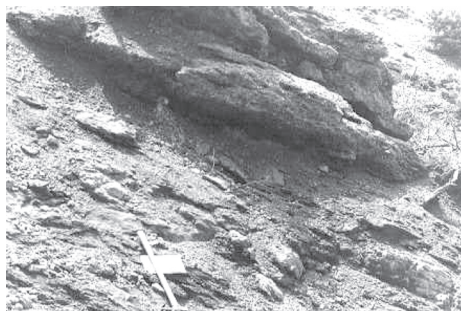


Photo 1.c. Ranorë të ngopur me naftë që takohen në bazën e transgresionit të Akuitanianit mbi gëlqerorët e Kretak-Eocenit në antiklinalin e Tërvoollit.

dy këta elemente jetësore janë shumë të larmishëm për zhvillimin e botës bimore dhe shtazore që jeton në thellësi të vogla. Ato duke u vendosur mbi substratin e fortë (në procesin jetësor të tyre), gjetën kushte optimale për t'u zhvilluar. Këtë e dëshmon veprimtaria e llumngrënësve (që kanë formuar gaverna dhe zgavra) si

dhe prania e guackave të *Gastropodeve*, *Bivalvoreve*, individet dhe kolonitë e koraleve. Foraminiferet e mëdhenj si dhe Algat e kuqe (Lithothamnium). Kompleksi i mësipërm pas mbarimit të procesit biologjik mbeti në vendin e jetës duke formuar biostrome (foto. 2, 3; tab.1, 2). Kompleksi i mesipërm moshor i ndeshur në Tervoll krahasohet me përfaqësuesit e sotëm të grupeve shtazore dhe bimore në Detin e Kuq. Autori (Hatingue, C. 1943) na dëshmon për kushte të depozitimit në zonen litorale (deri 50m thellësi) pra, kushte të formimit të rifeve bregdetare. Kjo dëshmon se kushte të ngjashme kanë ekzistuar gjatë kohës së transgresionit dhe po të tilla kushte kanë ekzistuar edhe për formimin e ndërshtresave të gëlqerorëve organogjeno-coprizorë, në serinë terrigjene mollasike të Tervollit (fig. 2, 3). Kushtet rife të formimit të biostromeve në depozitimet terrigjene të Tervollit, përveç kompleksit fushor të treguar më sipër, dëshmohen edhe nga mungesa totale e foraminifereve plantonike të cilët nuk jetojnë në thellësi të vogla (mungojnë në bregdet). Midis nënshtresës të gëlqerorëve organogjeno-coprizorë ndeshen edhe ndërshtresa ranorësh dhe alevrolitësh në të cilat vihet re makroskopisht prania e bitumeve të dalluar qartësisht në shlife (tab.1, 2), me sa duket të migruara në thellësi ku gjenden gelqerorët e moshës së Kretës. Para fillimit të pjesës së sipërme të Burdigalianit (kohë në të cilën zhduken edhe foraminiferet e mëdhenj) deti u tërhoq në drejtim të veriperendimit (sinklinali i Llixhave). Në këtë sinklinal ky det ka vazhduar të ekzistojë edhe për një kohë tjetër të gjatë ku u formuan sedimente terrigjene me trashësi të mëdha. Por, në këtë sinklinal këto depozitime vazhdojnë normalisht njëri mbi tjetrin. Pas tërheqjes së detit strukturat e Tervollit dhe Valeshit marrin afërsisht pamjen që kanë sot. Depozitimet e karakterit mollasik (terrigjen) fragmentohen në "pulla" të veçanta nga veprimi i procesit të erozionit (fig. 3, 4, 5, 6).

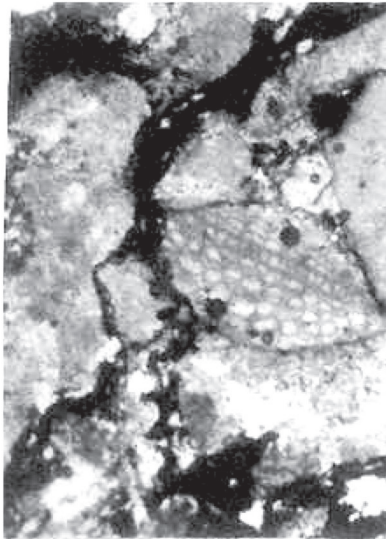
Përfundime

Prania e pullave terrigjene transgresive mbi depozitimet karbonatike në antiklinalin e Tervollit është e njohur në literaturën gjeologjike (Fili, I., et al. 1977, 1978; Xhafa, Z., et al. 1977, Grup Autorësh, 1982). Por, moshja e transgresionit (depozitimet Mollasike) dhe mekanizmi i këtij transgresioni janë argumentuar dhe shpjeguar në mënyra të ndryshme.

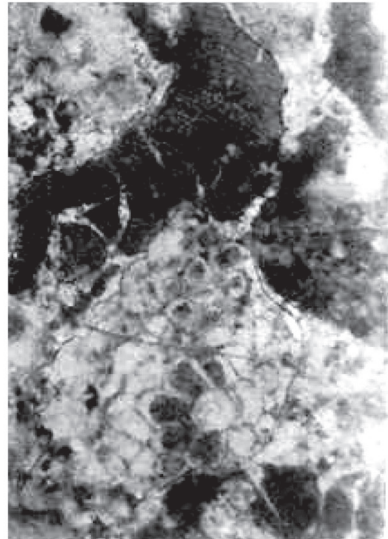
1. Autorët e Hartës Gjeologjike të Shqipërisë të vitit 1982 (Grup Autorësh 1982) moshën e depozitimeve me karakter Mollasik që ndeshen në trajtë të pullave në antiklinalin e Tervollit e japin si të Oligocenit të sipërm (Pg_3^3) (baza e zonës *Globigerina ciproensis ciproensis* të foraminifereve plantonike). Por, studimi i detajuar i komplekseve të foraminifereve të mëdhenj me anë të biofacieve (tab.1, 2), si edhe në material të nxjerrshëm, tregon për moshën e fundit të Akuitanianit deri në pjesën e poshtme të Burdigalianit. Transgresioni i kësaj moshe është i njohur gjerësisht në skajet lindore të zonës Jonike dhe në disa pika të zonës Kruja në veri të Tervollit.

2. Moshja e Oligocenit të sipërm (Pg_3^3) (e pranuar për depozitimet me karakter mollasik në Tervoll) është dhënë për shkak të studimit vetëm të fragmenteve të *Miogypsinoides* dhe *Lepidocyclinoides*. Ajo nuk qëndron edhe nga analiza e zhvillimit paleogeografik të rajonit. Kjo sepse, në seritë flishore të zonës Jonike e Kruja, nuk njihen seri transgresive brenda formacionit flishor për njëpasnjëshmëri dhe moshave (vendosje normale e tyre) tërheqja graduale e detit nga pjesët më lindore të zones Kruja në fund të Oligocenit të poshtëm gjatë Oligocenit të mesëm dhe të sipërm dhe gjatë pjesës më të madhe të Akuitanianit dhe të pjesës veriperendimore, është një fakt i pranuar nga të gjithë studiuesit dhe i shprehur në Hartën Gjeologjike të Shqipërisë.

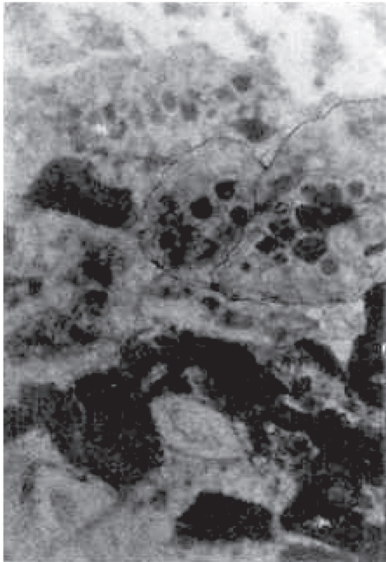
Transgresion i Miocenit të Poshtëm në strukturën antiklinale karbonatike të Tërvollit, Gramsh-Elbasan (Shqipëria qendrore-jugore)



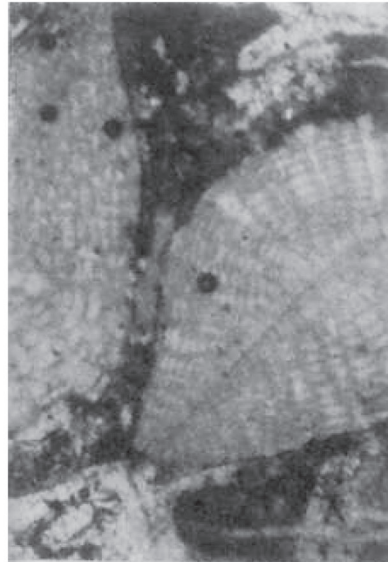
1



2



3



4

Tableu 1

Foto 1. Biofacie me gëlqerorë organogjeno-coprizorë e *Miogypsina* dhe *Miogypsinidae* spp. (në prerje aksiale). Ndeshen edhe ndërfutje bitumesh. Pjesa e sipërme e Akuitanianit.

Foto 2. Biofaciet me *Miogypsina globulina* (kampioni 2), Alga të kuqe (*Lithothamnium* spp.), pjesa e sipërme e Akuitanianit - pjesa e poshtme e Burdigalianit.

Foto 3. Biofacie me gëlqerorë organogjeno - coprizorë me *Lepidocyclina* spp, me *Miogypsina* sp. Miocen i poshtëm *Ampleostecina* sp. (kampioni 3)

Foto 4. Biofacie me *Miogypsina* (*Nephraepidina*) sp, (*Lithothamnium*). (kampioni 4). Zmadhimi 50x.

Tabela 2



Foto 1a. Boshllëqe dhe kavernat e mbushura me material coprizor e zaje të shkëmbinjeve ndryshëm në tavanin e gëlqerorëve të Kretakut të sipërm - Eocenit të sipërm, dëshmi për bazën e transgresionit të serisë Mollasike të Tervollit.



Foto 1c. Ndërshtresat e alevroliteve dhe argjilave me makrofaune bëhen më të shpeshta në drejtim të tavanit të serisë mollasike (kampioni 6).



Foto 1b. Ndërshtresa të gëlqerorëve organogjenocoprizorë dhe ranorëve me fosile të Gastropodeve, Koraleve, foraminifereve të medha të *G. Lepidocyclina* dhe *Miogypsina*.

REFERENCAT

- AGIP (1988). Southern Tethys Biofacies-Solier-Mioceno
- Cattenacci, V, Mattnci, R, Schiavinetto, F, (1982). La superficie di trasgressione alla base dei "Calcarei a Briozoe litotamni" nella Maiella Meridionale, Geologico Romano. Vol XXI, f.559-575. Roma.
- Dorre, P. Thomai, L, Myftari, S, (2004). Studimi gjeologo-gjeofizik i rajonit veriu i Dumresë-Fortuzaj. Fondi Q.K.SH.H. Fier
- Fili, I., Hyka, F., Mehmeti, B., Papa, N. (1975). Ndërtimi gjeologjik dhe prespektiva naftëmbajtëse e rajonit Sulovë-Tërvollë. Raport rievues gjeologjik në shkallë 1: 25.000. Dorëshkrim. Fondi ING. Fier.
- Fili, I., Xhafa, Z. (1978). Disa probleme gjeologjike të sinklinalit të Gramshit. Nafta dhe Gazi. Nr.1/1978, fq. 8-16. Patos
- Grupi Autorësh. (1982). Harta gjeologjike e Shqipërisë në shkallë 1: 200.000. Tiranë.
- Myftari, S. (1984). Foraminifere të medha të Oligocenit të mesëm - Burdigalianit në rajonin Tiranë – Elbasan – Gramsh. Bul. Shk. Gjeol. Nr. 3/1984. fq.109-129. Tirane
- Myftari, S. (2000). Atlasi i foraminifereve të medha dhe biofacieve të Oligocen - Miocen i poshtëm në Shqipërinë jugore (zona Jonike dhe gropa e Korçës). Drëshkrim. Fondi ING, Fier.
- Myftari, S., Bako, M. (2004). Arguments for application of standard chronostratigraphic division in Foraminiferal scheme of Oligocen series in Albania. Extended Abstract. 10-th international congress geological society of Greece, 2004 Thesaloniki, Greece.
- Yzeiraj, D., Dorre, P., Nazaj, Sh. etj. (2002). Studim gjeologo - tektonik i pjesës jugore të Z. Kruja. Fondi Q.K.SH.H, Fier

**TRANSGRESSION OF THE LOWER MIOCENE IN CARBONATE ANTICLINE STRUCTURE OF
TËRVOLLI, GRAMSH-ELBASAN (CENTRAL-SOUTHERN ALBANIA)**

SKËNDER MYFTARI, PIRO DORRE

ABSTRACT

The anticline structure of Tërvoll is located east of Gramshi town, (central - southern Albania). Its extent northeast-south, and is located in the tectonic zone of Kruja (Gavovo in Greece). On the slopes of the structure and on its ceiling are seen carbonate deposits of the age of the Upper Cretaceous (Cr_2) while in the arms of the structure appear clay deposits with the upper Cretaceous (Cr_2) - Upper Eocene (Pg_2^3) and earlier - middle Oligocene flysch deposits (Pg_3^1 - Pg_3^2). On the south-western slope of the structure are encountered "stamps" with terrestrial deposits of the molasses character, with a thickness of 150-200m. They are placed with stratigraphic discontinuity and in transgression over the upper Cretaceous- Eocene limestone basement.

Lower Miocene Transgression (N_1^1) over lime deposits in the Kruja tectonic zone is a rare case in the geological setting of the Albanides. These deposits are represented by alternation of clay, clays, alevrolite with inclusions of baffestone. Is encountered macrofauna presented by Bivalvea, Gastropoda and Lithothamnium, especially inside the territory. This paper aims to clarify these problems and the origin of bitumen.

Key words: Tërvoll anticline, transgression, bitumen.

Introduction

Authors of the Geological Map of Albania in 1: 200 000 scale, published in 1982 (Group of authors 1982), have interpreted these deposits as belonging to the most upper section of upper Oligocene (Chattian) placing them transgressively. But in nowhere in Albania these deposits of the upper Oligocene are transgressively placed, because no stratigraphic discontinuity exists within the Oligocene flysch and flyschoidal deposits.

Such phenomenon is characteristic only for the deposits belong to the most upper section of upper Oligocene. Meantime in the deposits of earlier Miocene (Burdigalian) this phenomenon is encountered often. But never those deposits can be encountered so deeper inland in Albania. Deposits age presented by this paper is dated using the faunistic complex.

By their study was evidenced a total absence of *planktonic foraminifera*, meantime was encountered macro-foraminifera as *f. Miogypsina* and *g. Lepidocyclina* which was studied with biofacies and extractive material. It results that the deposits of molasses character belongs to lower Miocene, from the upper part of Aquitanian to Burdigalian (N_1^{1a} - N_1^{1b}).

The deposits are formed in condition of shallow sea (littoral area) in e depth up to 50 meters. Was also realised the paleogeographic interpretation and the correlation with neighbour areas, for the existence of deposits of similar age.

This paper is equipped with six geological pictures and tables with biofacies that the microfauna for each determined age.

* Fakulteti i Gjeologjisë dhe i Minierave, UPT, Rruga Elbasani, Tiranë

Lower Miocene transgression (N_1^1) in Tërvoilli anticline

The structure of Tërvoilli represent a prolonged but narrow anticline build by carbonate (dolomite and dolomitic limestone) of upper Cretaceous to upper Eocene, which compose the peak of this anticline.

Meantime on the branches of anticline are encountered flyschoidal deposits of upper and middle Oligocene. On the south-western slope, near Vina village, are deposited terrigenous deposits of molassic character in shape of stamps, one of which larger and thicker compared to others. Those are situated transgressively over the organic limestone of basement. Is important to accentuate that those limestone situated inside terrigenous sediments, are saturated with bitumen.

To clarify their origins and determine the age of these deposits, geological surveys were carried out by sampling for detailed micropaleontological analyzes. The results of these studies are briefly presented in this chapter.

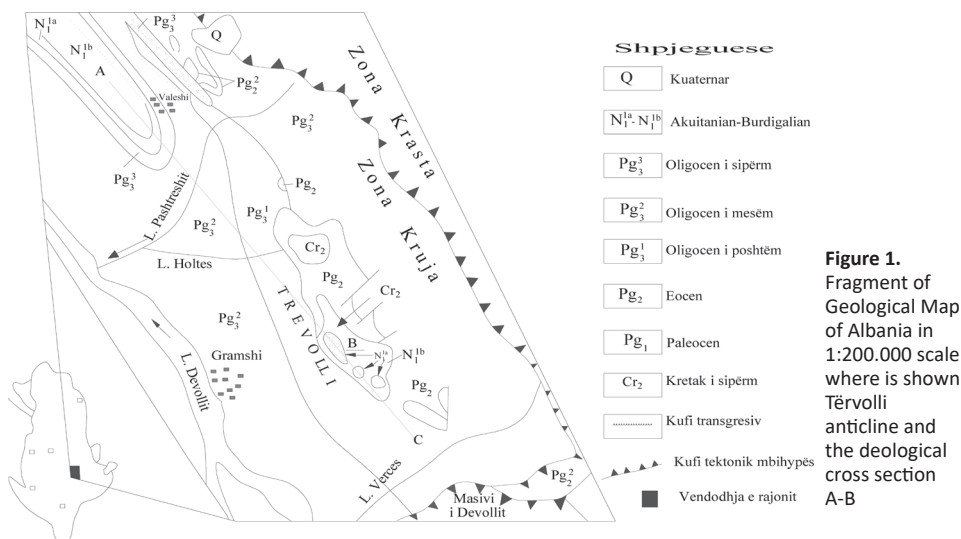
Geological setting and litho-stratigraphical consideration of molasses.

Carbonate anticline of Tërvoillit belongs

to Kruja tectonic zone (Gavrovo) (fig.1). North-west of it lie the anticline and the overlapping syncline of Valesh. Here a series of terrestrial deposits of age from the middle Oligocene to the Burdigalian, are transgressively placed over the limestone deposits of Upper Cretaceous - Upper Eocene (figs 4, 6). A geological observation with sampling took place (fig. 2).

Carbonate sediments, which build the basement over which the molassic section is placed, are composed by golonite and dolomitized limestone which contains *Orbitoides* (upper Cretaceous) and more above *Alveolina* (middle Eocene), (fig. 2, 3). The outcrops of terrigenous molasses sediments are placed over the transitory marls packet of lower Oligocene (anticline slopes). In all cases the carbonate deposits of basement presents caves (when can be observed traces of biologic activity) filled by terrigenous material.

In the basement of molasses succession (terrigenous), (fig.2) is encountered a layer 2-3 meters thick composed by conglomerates and gravels originated from magmatic and siliceous rocks (fig.1). Those gradually go transforming in finer gravelite and brown to reddish sandstones. Cementing matrix of sandstones is mainly



*Transgression of the Lower Miocene in carbonate anticline structure of
Tërvoili, Gramsh-Elbasan (central-southern Albania)*

calcareous, deep brown colour, sometime saturated with bitumen. This is clearly visible in field and in thin section prepared (photos 1, 2, 3). Above in section are encountered thick sandy layers, deep brown weck cemented.

planktonic foraminifera were absent as cause of those sediments basement. The lithofacies were used as only effective method in this case, to determine the age by fossils. Aabundant micro-faunistic material was accumulated for the study of

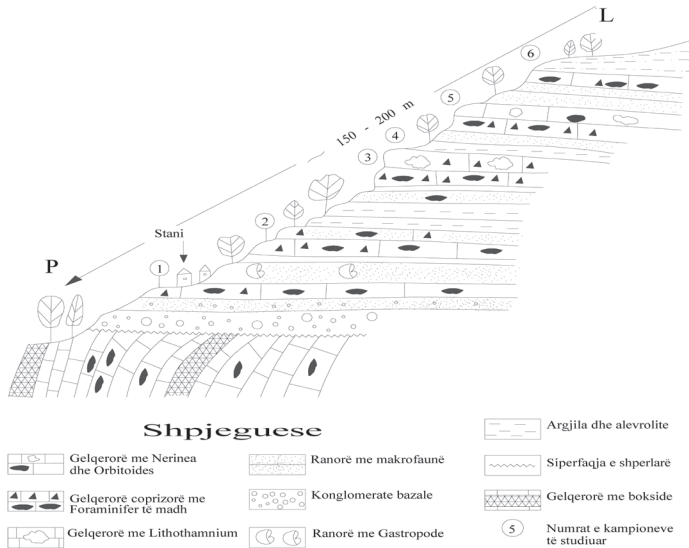


Figure 2.
Geological sketch of deposits in Tërvoili and the sites of sampling for faunistic studies

Are contained much shells of fossils belonging to *Gastreopoda*, *Bivalva*, which are so abundant that form small layers (biostrome) (foto 2). Above the sandstones are substituted by aleurolite and mud. In the top of molasses sequence is situated a layer of organogene limestone 2-3 meter thick (sample 6). In total there are four interlayer of baffestone in this sequence (fig. 2). In those limestone has been found a rich complex of macro fauna and big foraminifera of *G. lipolocyclus* dhe *Miogyssina* (tab. 1, 2), as will be presented below. Total thickness of transgressive succession is around 150-200m.

The Bio-stratigraphy

During work in field were carried 6 intervals of samples for micro-paleontological interpretations to make possible the age determination of molasses sediments. Studies show that in all six samples the

biofacie of big benthonic foraminifera like *G. Copriolocyclus* and *Miogyssina*. Fossils by other groups of flora and fauna were used to support the paleobathimetric and paleogeographic interpretation of marine basin. Members of genus *f. Miogyssina* and *g. Lepidocyclus* were studied through biofacia in 50 thin sections prepared by strong sandstones and baffestone (fig. 2). Here is observed a high quantity of big foraminifera well preserved and fossils of different groups of plant and animal origin. This made possible the determination of *Lepidocyclus*, species *Miogyssina gunteri*, *M. gunteri tani*, *M.tani*, *Lepidocyclus (Nephraepidina) sp*, and *Amphistegina haneriana*, *Opereulina complonti*, red Algae (*Lithothamnium*, *Lithophyllum*), *Biozon Miliolidae*, *Rotalidae*, *Gastropode*, *Koralet* etc. Bitumen marks are observed in the thin sections which fill the baffestone and sandstones (the oil smell can be

smelled in field) meantime by study of oriented thin sections (tabs.1, 2) species *Miogypsinaides bantomensis*, *Miogypsina gunteri*, *M.tani*, *M.globulina*, *Operculina Complanata*, *Pazarotalia viennotti*, *Amphistegina huarina*, *Lepidocyclina*

(*Nephrolepiolina*) sp., was determined. This complex is characteristic for the age of the upper part of Aquitanian up to Burdigalian (Myftari, S. 1981, 1989), the same age with terrigenous succession (molasses) in Tërvolli anticline.

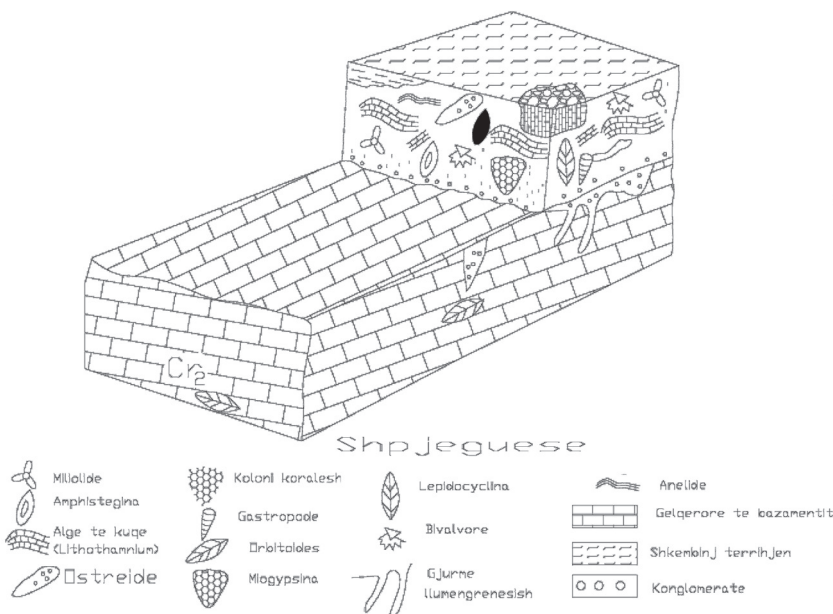


Figure 3. Schematic graph with the main characteristics of transgressive contact between Cretaceous - Paleogene basement and terrigenous rocks in Tërvolli anticline.

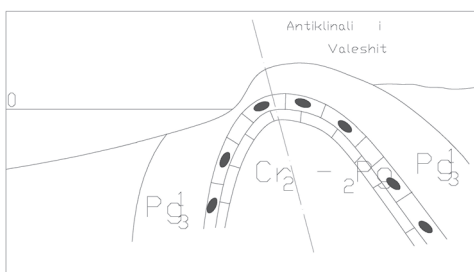


Figure 4. Paleogeographic sketch of Valesh anticline and sea level at the beginning of the upper Oligocene

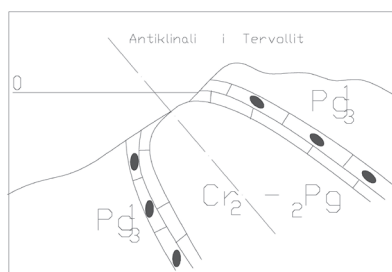


Figure 5. Paleogeographic sketch of Tërvolli anticline and sea level at in the upper part of Aquitanian - lower part of Burdigalian

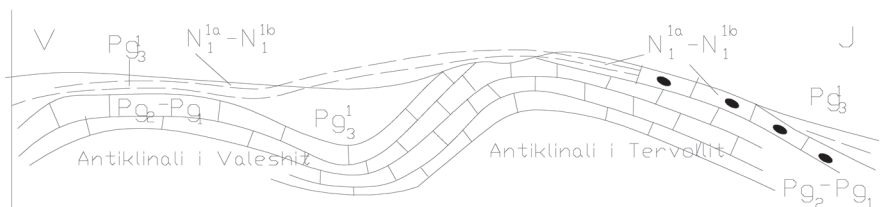


Figure 6. Longitudinal schematic geological cross section along the line A- B- C- D between the anticlines of Valeshi and Tërvollit

*Transgression of the Lower Miocene in carbonate anticline structure of
Tërvoll, Gramsh-Elbasan (central-southern Albania)*

Can be added also that the fossils studied through biofacie suggest the same age mentioned above. Those show also for the presence of re-deposited foraminifer, which is a usual phenomenon for the base of transgressive succession of molasses character. Similar complexes are encountered in other areas of Ionian zone and Vlora lowland (Myftari, S. 1981, 1989).

Interpretation of paleo-bathymetry and terrigenous paleo-succession in Tërvoll

Carbonate structures of Tërvoll and Valeshit (northern) (fig.1) are part of eastern chain of Kruja tectonic zone. The presence of big foraminifera (*Orbitoides*) testifies that those depositions (Upper Cretaceous) are formed in shallow sea conditions, with clean and warm water. Newer carbonate depositions are those of upper – middle Eocene (reach in *Alveolina*) which also testifies forming in shallow sea conditions (sublittoral). The absence of sediments of upper Oligocene and of lower part of Aquitanian, testifies that those structures was uplifted and exposed to the erosion. But by the end of Aquitanian until the end of lower Burdigalian, part of this structure (Tërvoll) was covered by a tongue of the large sea which was present in the greater part of Ionian zone. The sea advanced eastward (through Valeshi syncline) positioning transgressively over the terrigenous deposits of molasses character. It covered the carbonates of upper Cretaceous, and eroded the top of Aquitanian carbonate deposits. Bu such process were produced large quantities of carbon dioxide (CO₂) and big quantity of sludge material reach in calcium carbonate (CaCO₃). Both of those vital elements are important to develop the life living in shallow waters. Those settling over the strong substrate have found optimal condition of life. This testifies the activity of lithofaghi and the presence of *Gastropoda* and *Bivalva* shells and also individuals

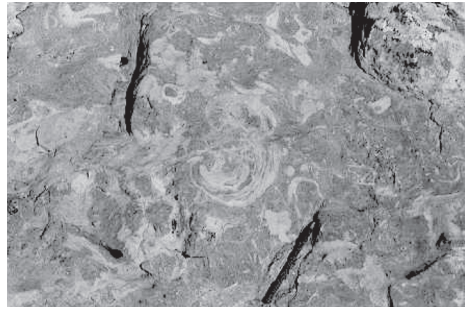


Foto 1.a. The base of Oligocene flysch transgression over the upper Cretaceous limestone. In base can be observed gravels and re-deposited macroforaminifera as *Rudistae*, *Gastropode* etc.

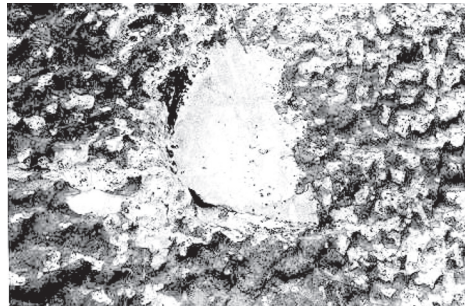


Foto1.b. Abundant Lithofaghi on the surface of base Oligocene flysch transgression over the upper Cretaceous limestone in Kërpica.



Foto1.c. Sandstone saturated with oil encountered in the base of Aquitanian transgression over the Cretaceous – Eocene limestone in Tërvoll anticline

and colonies of corals, big Foraminifera and red Algae (*Lithothamnium*). The abovementioned complex after the end of biological process was remained in the same place creating biostroma (foto. 2, 3; tab.1, 2). This complex in Tervoll is comparable with representatives of actual animal and plants group living in

Red Sea. Hatingue, C. (1943) testifies for depositional conditions of littoral zone (up to 50 meter of depth) that mean condition of coastal reef forming. Similar condition has existed during time of this transgression, and still those conditions were during the formation of baffstone in molasses terrigenous succession of Tervolli (fig. 2, 3).

Reef conditions of biostrome forming in terrigenous depositions of Tervolli, except than the above mentioned complex, testifies also the total absence of planktonic foraminifera which don't live in shallow sea (those are absent in littorals). Between baffstone layer there are sandsotone and alevorolite interlayer in which can be differ the presence of bitumen macroscopically in thin sections (tab.1, 2) supposed to be migrated more in depth where are the limestone of Cretaceous.

At the beginning of upper Burdigalian (which correspond to big foraminifer's disappearance) the sea withdraws in northwester direction (Llixha syncline). In this syncline the sea conditions exists for more time forming thick terrigenous sediments. The sediments are continuous and overlapping each other. After sea withdraw the structures of Tervoll and Valeshi take more or less the actual shape. The depositions of molasses (terrigenous) was fragmented in isolated "stamps" from the activity of eroding processes (Figs 3, 4, 5, 6).

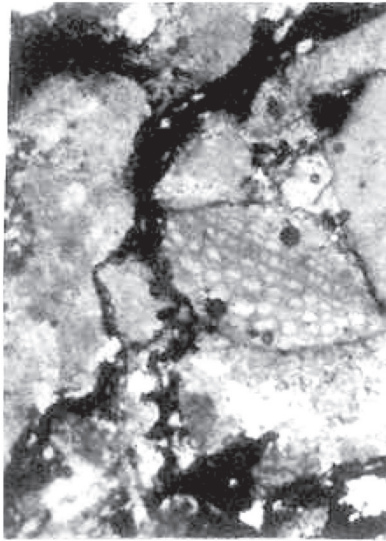
Conclusions

Presence of transgressive terrigenous "stamps" over the carbonate depositions in Tervolli anticline is well known in geological literature (Fili, I., et al. 1977, 1978; Xhafa, Z., et al. 1977, Grup Autorësh, 1982). But the age of transgression (molasses depositions) and its age are argued and interpreted in several ways.

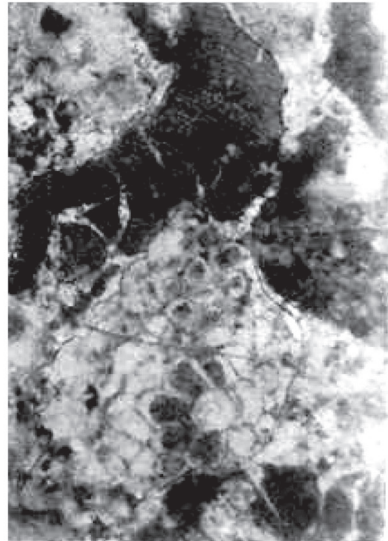
1. Authors of Geological Map of Albania of 1982 (Grup Autorësh 1982) determined the age of depositions of molasses character in Tervolli anticline as upper Oligocene (Pg_3^3) (base of zone *Globigerina ciproensi ciproensis* of planktonic foraminifera). But the detailed study of big foraminifera complex through bioface (tab.1, 2) also in carried material testify for the age end of Aquitanian up to upper part of Burdigalian. The transgression of this age is well known in eastern extreme of Ionian zone and in some places in Kruja zone northern of Tervolli.

2. Age of Upper Oligocene (Pg_3^3) (accepted for molasses depositions in Tervoll) is determined only by the study some fragments of *Miogypsinoides* and *Lepidocyclinoidae*. It is rejected by the last analyzing of paleogeographic development of region. This because the flysch series of Ionian and Kruja zones, aren't known as transgressive series inside the flysch formations because of their normal age continuity (normal setting) caused by gradual sea withdrawin the eastern regions of Kruja zone during the end of lower, middle and upper Oligocene and during Aquitanian in northern part. This fact is widely accepted by all researchers.

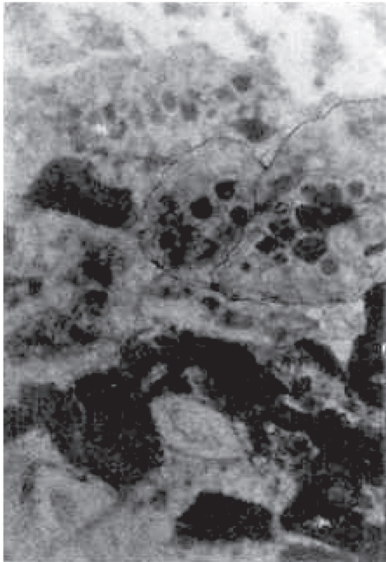
Transgression of the Lower Miocene in carbonate anticline structure of Tërvoili, Gramsh-Elbasan (central-southern Albania)



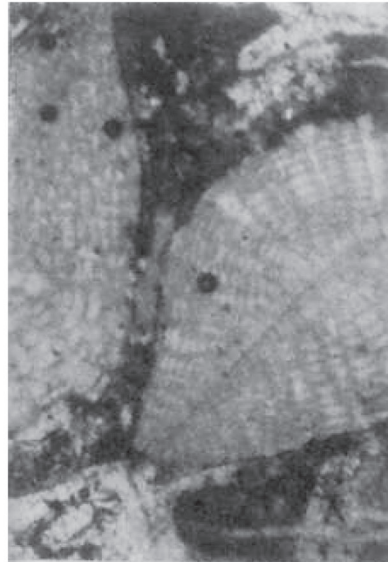
1



2



3



4

Tableau 1

Photo 1. Biofacies with baffles and *Miogypsina* and *Miogypsiniidae* spp. (in axial section). Encountered bitumen intercalation. Upper part of Aquitanian.

Photo 2. Biofacies with *Miogypsina globulina* (sample 2), red Algae (*Lithothamnium* spp.), upper Aquitanian – lower Burdigalian.

Photo 3. Biofacies with baffles with *Lepidocyclina* spp, *Miogypsina* sp. Lower Miocene, *Ampleostecina* sp. (sample 3)

Photo 4. Biofacies with *Miogypsina* (*Nephraepidina*) sp, (*Lithothamnium*). (sample 4). 50x.

Tableau 2



Photo 1a. Cavities filled by clastic material and gravels of different rocks in the top of upper Cretaceous – upper Eocene limestone, which testify the base of transgressive molasses succession of Tervolli.



Photo 1c. Interlayer of alevrolite and mudstone with macrofauna which become more frequent toward upper part of molasses succession (sample 6).



Photo 1b. Baffestone and sandstone interlayer with fossils of *Gastropods*, *Korals*, *big foraminifers G. Lepidocyclina* dhe *Miogygsina*.

REFERENCAT

- AGIP (1988). Southern Tethys Biofacies-Solier-Mioceno
- Cattenacci. V, Mattnci. R, Schiavinetto. F, (1982). La superficie di trasgressione alla base dei "Calcari a Briozoe litotamni" nella Maiella Meridionale, Geologico Romano. Vol XXI, f.559-575. Roma.
- Dorre. P. Thomai. L, Myftari. S, (2004). Studimi gjeologo-gjeofizik i rajonit veriu i Dumresë-Fortuzaj. Fondi Q.K.SH.H. Fier
- Fili, I., Hyka, F., Mehmeti, B., Papa, N. (1975). Ndërtimi gjeologjik dhe prespektiva naftëmbajtëse e rajonit Sulovë-Tërvollë. Raport rievues gjeologjik në shkallë 1: 25.000. Dorëshkrim. Fondi ING. Fier.
- Fili, I., Xhafa, Z. (1978). Disa probleme gjeologjike të sinklinalit të Gramshit. Nafta dhe Gazi. Nr.1/1978, fq. 8-16. Patos
- Grupi Autorësh. (1982). Harta gjeologjike e Shqipërisë në shkallë 1: 200.000. Tiranë.
- Myftari, S. (1984). Foraminifere të medha të Oligocenit të mesëm - Burdigalianit në rajonin Tiranë – Elbasan – Gramsh. Bul. Shk. Gjeol. Nr. 3/1984. fq.109-129. Tirane
- Myftari, S. (2000). Atlasi i foraminifereve të medha dhe biofacieve të Oligocen - Miocen i poshtëm në Shqipërinë jugore (zona Jonike dhe gropa e Korçës). Drëshkrim. Fondi ING, Fier.
- Myftari, S., Bako, M. (2004). Arguments for application of standard chronostratigraphic division in Foraminiferal scheme of Oligocen series in Albania. Extended Abstract. 10-th international congress geological society of Greece, 2004 Thesaloniki, Greece.
- Yzeiraj, D., Dorre, P., Nazaj, Sh. etj. (2002). Studim gjeologo - tektonik i pjesës jugore të Z. Kruja. Fondi Q.K.SH.H, Fier

MBI VAZHDIMËSINË E MINERALIZIMIT TË KROMIT NË ZONËN VERIORE TË VENDBURIMIT TË KROMIT BULQIZË – BATËR.

Sefedin SHABANI*

ABSTRAKT

Artikulli është finalizim i një pune dhe eksperience shumëvjeçare të kryer në vendburimin e kromit Bulqizë-Batër dhe jep të dhëna mbi evoluimin e mendimit shkencor mbi mundësinë e zhvillimit të mineralizimit të kromit të vendburimit Bulqizë-Batër në zonën veriore të tij. E tërë kjo përvojë e gjatë pune e kryer dhe e përgjithësuar ndër vite nga specialistë të ndryshëm gjeolog në vendburimin e kromit Bulqizë-Batër, mendoj se ia vlen të pasqyrohet në një artikull të veçantë me të dhëna konkrete të cilat japin mundësitë e vazhdimit të kësaj strukture të mineralizimit të kromit më në thellësi në pjesën veriore të këtij vendburimi.

Fjalë kyç: Bulqizë-Batër, zona veriore. vazhdimësia.

Hyrje

Masivi ultrabazik i Bulqizës, në aspektin regjional dhe në pikëpamje të veçorive petrologjike e morfologo-strukturore që ai paraqet njihet mjaft mirë. Ai vendoset në sektorin qendror të brezit lindor të ofioliteve të Shqipërisë dhe zë një sipërfaqe rreth 352 km². Potenciali i tij krom-mbajtës është i lartë.

Vendburimi Bulqizë-Batër ndodhet në pjesën jugore të këtij masivi, pjesë ku përqëndrohet një numër i konsiderueshëm i vendburimeve të rëndësishme të kromit. Vazhdimi i strukturës xeherore të këtij vendburimi në drejtim të shtrirjes, pra drejt veriperëndimit ka qenë një objekt i vazhdueshëm diskutimi midis specialistëve të ndryshëm gjeologë që kanë punuar në këtë vendburim dhe më gjërë (Dobi, A., et al. 1980; Alliu, I., et al. 1991).

Si pasojë janë dhënë variante të ndryshme për vazhdimin e strukturës xeherore të

vendburimit të kromit Bulqizë-Batër në drejtim të veriperëndimit nën luginën e Vajkalit dhe pozicionin e pritshëm të zhvillimit të këtij mineralizimi në pjesën veriore të masivit ultrabazik të Bulqizës.

Përshkrim i shkurtër i ndërtimit gjeologo-strukturor të vendburimit Bulqizë-Batër.

Në ndërtimin gjeologjik të vendburimit të kromit Bulqizë-Batër marrin pjesë peridotitet, kryesisht harcburgite e më pak verlite dhe lercolite, shpesh takohen linza dunitike me përmasa të kufizuara që vendosen në pajtueshmëri me harcburgitet. Seria damarore përfaqësohet nga damarë piroksenitesh të cilët shpesh here ndërpresin harcburgitet dhe dunitet. Mineralizimi i kromit është i tipit podiformë, pllakoro-damaror me karakter unikal me trashësi e vazhdimësi hapsinore të qëndrueshme, pseudoshtresore dhe përfaqësohet nga një trup kromitik me përmasa të mëdha. Ai ka një vijueshmëri në shtrirje veriperëndim-juglindje në një

* Shërbimi Gjeologjik Shqiptar. Rruga Myslym Keta, Tiranë

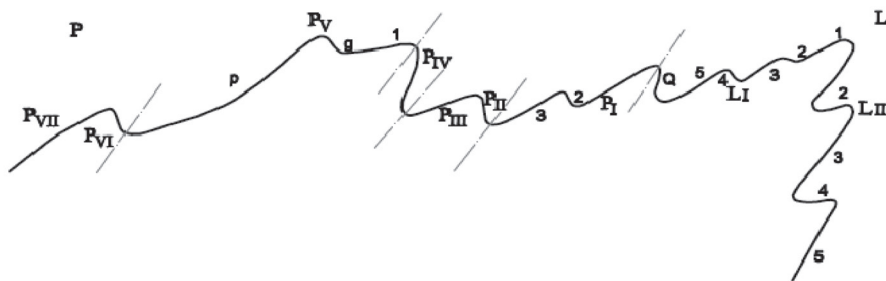


Figura 1. Pamje skematike tërthore e vendburimit me të dhënat e deritanishme.

gjatësi prej rreth 5000 m dhe në rënie prej 500-1200 m. Trupi kromitik i vendburimit të kromit Bulqizë-Batër përfaqëson një strukturë antiklinale, paksa të mënjanuar në drejtim të verilindjes dhe ka rënie jugperëndimore. Krahu lindor i kësaj strukture bie më kënde 80-85-90°, ndërsa krahu perëndimor i saj bie me kënde 20-30°, gjë e cila jepet në prerjen skematike përgjithësuese (fig. 1).

Struktura antiklinale e trupit xeheror të vendburimit të kromit Bulqizë-Batër është në pajtueshmëri me strukturën e masivit ultrabazik të Bulqizës dhe ka shtrirje të përgjithshme VP-JL me azimuth shtrirje që varion nga 320-330°. Mineralizimi kromitik në të dy krahët e kësaj strukture është takuar vetëm në zonën qendrore dhe veriore të vendburimit, ndërsa në pjesën jugore takohet vetëm krahu perëndimor i saj, sepse duke kaluar nga VP në JL doradurës krahët lindor të struktures vijjnë dhe shkurtohen deri në zhdukjen e tyre (Qorlaze, S., et al. 1980; Shabani S. et al. 1982).

Të gjithë krahët e trupave xeheror të kromit lidhen ndërmjet tyre me antiklinale e sinklinale. Në vendburimin e kromit Bulqizë-Batër që nga fillimi i shfrytëzimit të tij, në vitin 1948, e deri tani është kryer një volum i madh punimesh gjeologo-zbuluese si shpime, galeri etj, si dhe është grumbulluar një material i

bollshëm gjeologjik që ka bërë të mundur sqarimin e ndërtimit gjeologo-strukturor dhe perespektivën e hapur të këtij vendburimi si në shtrirje, krah dhe sidomos në drejtim të thellësisë (Fig. 1).

Krahët lidhës zënë këmbë të trupave xeheror L_{II}, L_I, P_I, të cilët vërehen më shumë në pjesën qendrore dhe veriore të vendburimit. Gjithashtu në vendburimin e kromit Bulqizë-Batër vërehet edhe një rregullsi e tillë, ku nga jugu në drejtim të veriut "shuhen" trupat xeherorë perëndimorë, dhe marrin një zhvillim gjithnjë e më të madh trupat xeheror lindor dhe sidomos lindori i dytë. Të gjitha këto përkulje mund të klasifikohen konvencionalisht (Kola J. et al. 1968; Karaj N. et al. 1986.; Shabani S. et al. 1983):

- Përkulje të rendit të parë, përkulja antiklinale e përmbysur e masivit;
- Përkulje të rendit të dytë, përkulje boshlore të zhytjes së vendburimit;
- Përkulje të rendit të tretë, përkulje midis lindorit të dytë dhe krahëve e trupave xeherorë në perëndim që lidhen me të;
- Përkulje të rendit të katërt, përkuljet midis trupave xeherorë që lidhen në formë antiklinale e sinklinale midis tyre (duke përfshirë këtu edhe lidhjet e krahëve të lindorit të dytë);

Mbi vazhdimësinë e mineralizimit të kromit në zonën veriore të vendburimit të kromit Bulqizë – Batër.

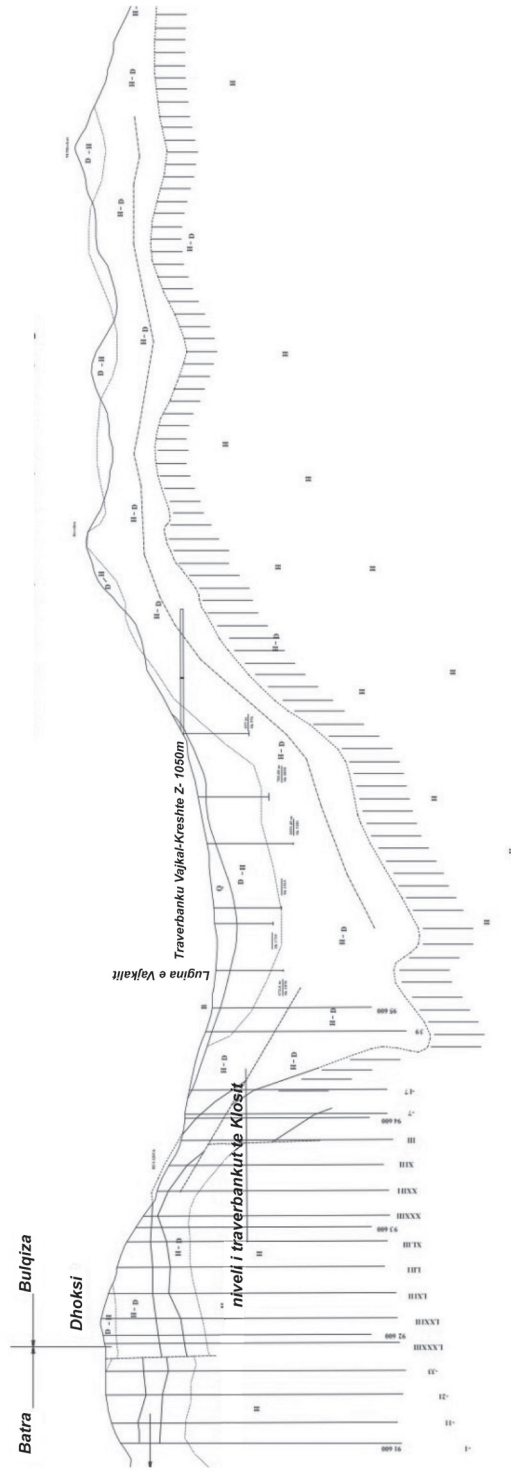


Figura 2. Prerja gjatësore A-B-C, Batër- Bulqizë - Vajkal - Kreshitë - Selishtë. Shkalla 1:25.000 (Përpiluar në bazë të punimeve e studimeve praardhëse. sipas Çina, A., et al. 1987)

- Përkulje të rendit të pestë, përkulje e krahëve të trupave xeherorë L_1 e P_1 ;

- Përkulje të rendit të gjashtë, përkuljet e tipit "mikrofleksurë" të L_{II-1} .

Zhvillimi i mendimit gjeologjik mbi vazhdimin e strukturës xeherore të vendburimit të kromit Bulqizë-Batër në pjesën veriore të tij.

Bazuar në mundësitë e njohjes, dhe në avancimin e punimeve minerare, ka evoluar dhe mendimi për mundësinë e vazhimit të strukturës xeherore të vendburimit në pjesën veriore të tij, më në veri të Luginës së Vajkalit.

Shehu, R., et al., (1975) arrijnë në përfundim se në projeksionin vertikal të vendburimit kromifer Bulqizë trupi xeheror ka zhytje të ndryshme për zona të ndryshme. Sipas këtyre autorëve zona veriore e vendburimit kromifer Bulqizë ka një zhytje më të madhe krahasuar me zonën qendrore. Vlera e këndeve të zhytjes për zonën veriore (pjesa midis profilit - 11 deri - 17 rezulton 55-60°).

Çina, A.etj. et al., (1987), vëren se në planin gjatësor kjo struktura e vendburimit pëson përkulje, kështu nga jugu në veri vërehet ndryshimi i sensit dhe këndit të zhytjes (prerja gjatësore A – B – C (fig. 2). Për vendburimin e Batrës vërehet një ngritje e strukturës drejt veriut me kënd 10-12° deri në profilin LXXI (Bulqizë), me 5-7° deri në profilin XXXIX. Prej profilit XXXIX deri në profilin XXIX struktura është gati horizontale, nga profili XXIX deri në profilin III zhytja ndryshon sens për në veriperëndim me kënd zhytje 15-20°, nga profili V deri në profilin – 5 këndi i zhytjes rritet në rreth 30-35° dhe më tej deri në profilin – 19 këndi i zhytjes arrin deri në 70-80°.

Tek Qorlaze, S., et al. (1989), theksohet se këndi i zhytjes i struktues së mineralizuar ndryshon nga 25-30° në zonën qendrore të vendburimit të Bulqizë-Batrës drejt rritjes së mëtejshme në drejtim të veriperëndimit ku arrin në 70-85° dhe më tej struktura vazhdon nën Luginën e Vajkalit duke pësuar një ngritje në pjesën veriore të saj. (Fig. 3).

Metodika

Përfundimet e nxjerra në këtë artikull, bazohen në ato studime si Shabani S. et al. (2004), i cili mbështet konkluzionet mbi vazhdimësinë e strukturës xeherore të vendburimit, në zhvillimin e koncepteve teorike, por në radhë të parë nga të dhëna të nxjerra nga avancimi i punimeve minerare e rezultateve të shpimeve gjeologjike të kryera në këtë vendburim pas vitit 1989.

Gjatë zhvillimit të punimeve minerare në horizontet e mëposhtëme hap pas hapi në drejtim të thellësisë (përtej nivelit të XIII e më thellë), rezulton që këndi i zhytjes së strukturës së vendburimit Bulqizë-Batër ka tendencë për rritje graduale drejt thellësisë, derisa shkon afërsisht vertikal me kënd 90° (Fig. 4).

Për kërkimin e vazhimit të zonës veriore të vendburimit të kromit Bulqizë-Batër më në veri të profilit -19 janë kryer mjaft punime si: shpime zbulimi, kërkim-zbulimi etj, por rezultatet e tyre kanë qenë negative, pra nuk kanë vërtetuar vazhdimin normal të strukturës xeherore të mineralizimit të kromit në drejtim të veriperëndimit.

Përfundime

- Për mundësinë e zhvillimit të mineralizimit të kromit në drejtim të shtrirjes në pjesën veriore të vendburimit të kromit Bulqizë-Batër në periudha

Mbi vazhdimësinë e mineralizimit të kromit në zonën veriore të vendburimit të kromit Bulqizë - Batër.

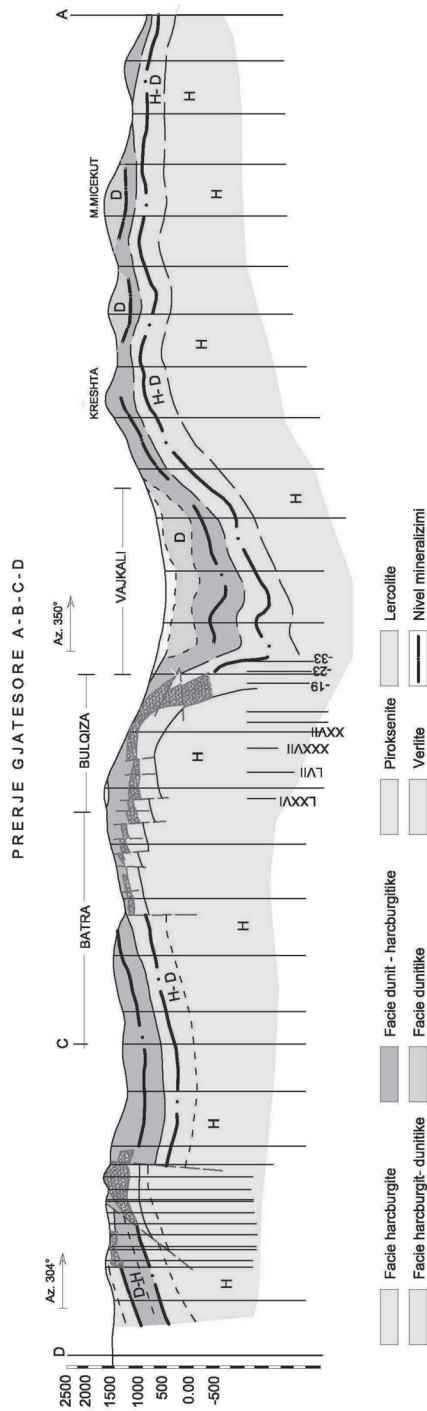


Figura 3. Prerje gjatësore A-B-C-B e vendburimit Bulqizë - Batër (sipas Qarllaze, S., et al. 1987).

Diskutimi i rezultateve

- Struktura mineralmbajtëse e vendburimit kromifer Bulqizë-Batër në pjesën veriore të tij do të vazhdojë me kënd zhytje 90° deri në nivelin e 25 (400 m nën nivelin e detit). Më në thellësi të këtij horizonti siç rezulton edhe nga paraqitja grafike struktura duhet të kthejë nën një kënd $75-80^\circ$ në drejtim të juglindjes. (Fig. 4).
- Me avancimin e pusit të thellë (nr. 9) të Bulqizës, i cili do të shkojë deri në horizontin e XXIII të thellësisë së vendburimit të kromit Bulqizë-Batër (325 m nën nivelin e detit), do të krijohet mundësia e kërkimit të vazhdimit të këtij mineralizimi më në thellësi duke kryer shpime nëntokësore të cilat me një thellësi të projektuar deri në 700 m arrijnë zbulimin e kësaj

struktura mineralizimi deri në horizontin 33 (720 m nën nivelin e detit). Pozicioni i kryerjes së këtyre shpimeve jepet edhe në projektionin vertikal të vendburimit Bulqizë-Batër, shkalla 1:25 000. Fig.4.

- Sipas zhvillimit të strukturës së mineralizimit të kromit në pjesën veriore të vendburimit Bulqizë-Batër mbi përgjithësimin e punimeve të kryera deri tani rezulton se struktura e mineralizimit të kromit në pjesën veriore nuk mund të vazhdojë në drejtim të veriperëndimit më në veri të profilit – 21, por do të vazhdojë në drejtim të thellësisë deri në një kthesë në drejtimin juglindor. Kjo kthesë duhet të bëhet më në thellësi të horizontit XXV.

REFERENCAT

- Alliu I. (1991). Dëshifrimi i masivit ultrabazik të Bulqizës nëpërmjet kimizimit të shkëmbinjve të tij. Disertacion.
- Çina A., Shabani S., et al. (1989). Studimi gjeologjik me titull: Projekt gjeologjik për hapjen e traverbangut Vajkal-Kreshtë për kërkimin e mineralizimit të kromit në pjesën veriore të Masivit Ultrabazik të Bulqizës. Fondi Qendror i Sh.Gj.Sh. Tiranë.
- Dobi A., et al. (1980). Studime tematiko-përgjithësuese e kërkuese komplekse gjeologo-gjeofizike, për prognozën e krombajtjes së masivit ultrabazik të Bulqizës gjatë viteve 1979-1980. Fondi i ISPGJ, Tiranë.
- Karaj N. et al. (1986). Raport Gjeologjik i punimeve të kryera në vendburimin e kromit Bulqizë për periudhën 01.01.1982-31.12.1985 me rillogaritjen e rezervave me gjendje 01.01.1986. Fondi Qendror i Sh.Gj.Sh. Tiranë.
- Kola J., etj. (1968). Mbi shfaqjen e përkuljeve dhe rrudhosjeve në vendburimin e kromit Bulqizë. Përmbledhje Studimesh nr. 8.
- Qorlaze S. et al. (1980). Përgjithësimi i të dhënave gjeologjike të vendburimit Bulqizë dhe rajonit rreth tij, si dhe dhënia e rekomandimeve përkatëse për kërkim. Fondi Qendror i Sh.Gj.Sh. Tiranë.
- Qorlaze S. et al. (1989). Studim tërësor tekniko-ekonomik mbi perespektivën e zhvillimit të Industrisë së Kromit deri në vitin 2000. Fondi Qendror i Sh.Gj.Sh. Tiranë.
- Shabani S. et al. (1982). Përgjithësimi i punimeve të kryera deri sot mbi mundësinë e zhvillimit të mineralizimit në zonën ndërmjetëse Bulqizë-Batër në krah dhe thellësi. Fondi Qendror i Sh.Gj.Sh. Tiranë.
- Shabani S. et al. (1983). Raport Gjeologjik i punimeve të kryera në vendburimin e kromit Bulqizë për periudhën 01.01.1979-31.12.1981 me rillogaritjen e rezervave me gjendje 01.01.1982. Fondi Qendror i Sh.Gj.Sh. Tiranë.
- Shabani S., et al. (2004). Raporti shkencor (Studimi) i Projektit PN-16 me titull: Mendime të reja mbi vijueshmërinë e mineralizimit të kromit në vendburimin e Bulqizës (në fushën e hapur të minierës), mardhëniet me vendburimet e Batrës, Almarinës, dhe qafës së Buallit, perespektiva në drejtim të shtrirjes dhe në krah të tij. Fondi i Akademisë së Shkencave Tiranë.

ON THE CONTINUITY OF MINERALISATION IN NORTHERN FLANK OF BULQIZA-BATRA ORE BODY.

Sefedin SHABANI*

ABSTRACT

This paper is the final step of a many-years work and experience, realized in the Bulqize-Bater chromium deposit and provides dates about the evolution of the scientific opinion on the possibility of continuation of structure chrome ore mineralization in northern zone of Bulqiza-Bater. All this experience in work done and generalized over the years by different specialist's geologist in Bulqize-Bater deposit area, I think it is worth to be reflected in a special paper with concrete data that provide opportunities for continuation of the chrome structure mineralization at depth, in the northern part of this deposit.

Key words: *Bulqiza-Batra, northern flank, continuity.*

Introduction

Numerous geological, petrologic, morfolo-go-structural, geochemical, and geophysical studies carried out in our country have done possible deep recognition of the Bulqize ultrabasic massif, in regional terms, and in terms of petrologic features of morfolo-go structure.

Ultrabasic massif of Bulqiza is located in the north-eastern sector of the eastern belt of ophiolites of Albania. It occupied an area of approximately 352 km² and represents the most important massif among other massive ultrabasic rocks of Albania, owing to the high chrome-bearing potential. In this massive, especially in its southern fields are the most important chromium deposits, such is Bulqiza-Bater, which is the largest chromium deposit in our country and one of the largest worldwide. Continuation of the ore structure of this deposit in strike direction, so northern direction (northwest) has been a constant subject of discussion among geologists and specialists who have worked on this zone, as well as specialists from Geological Research Institut, Tirane

(GRI). For this purpose there are given different variants and directions for the continuation of the ore structure of the Bulqiza-Bater deposit on northwest direction, below the Vajkali valley and the expected position of development of mineralization in the northern part of the massif ultrabasic of Bulqiza.

Briefly on geological-structural characteristics of Bulqize-Bater chromium deposit.

In the geological formation of Bulqize-Bater deposit, participate peridotites, mainly harzburgite and less werlites and lherzolites. Often there are dunitic lenses with limited dimensions, which are in accordance with harzburgite. The vein series is represented by vein pyroxenite, which often interrupts the harzburgite and dunite. Type of chromite mineralization is podiform, slab-veinous, with unique character in thickness and sustainable continuity and represented by a chromitic body (ore) with large dimensions. Chromitic body of Bulqiza-Bater chromite deposit,

* Albanian Geological Survey. Rruga Myslym Keta, Tiranë

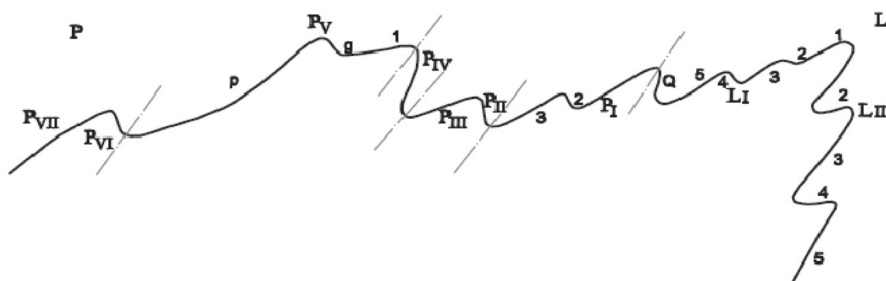


Figure 1. Schematic cross section of ore body carried out by the current data.

represents an anticline structure, slightly incline towards the northeast and deep in southwest. Its eastern flank the dip angles are 80-85-90°, while the western side the dip angles are 20-30°, as provided in the following generalization schematic section.

Anticline structure of the ore body is in accordance with the ultra-basic massive structure of Bulqiza and has a general strike on NW-SE with azimuth from 320-330°. Chromium-mineralization on both sides of this structure is only show in the central and northern zone of the deposit, while in the southern part there is only western side of it, because passing from NW to SE hand in hand the east hands of the structure become shorter until their disappearance.

All sides of chromium ore bodies are related between them to anticline and synclie. In the Bulqize-Bater deposit, since the beginning of its exploitation (1948) until now, is realized a large volume of the geological-discovery works, as drillings, galleries, etc. and is collected an abundant geological material, which has made possible to clarify the gologo – structural construction and open perspectives of the deposit, toward strike and sides, especially in depth. The schematic section of the deposit with current data is presented below:

Connected sides occupy the feet of the ore bodies L_{II} , L_I , P_I , who are observed more in the central and northern part of the source. Also in Bulqiza-Bater deposit is observed a regularity, where from south to north “extinguished” Western ore bodies, while take a greater development the northern ore especially the second easterner... All these can be classified conventionally:

- Bending of the first order, anticline bending of the massif;
- Bending of the second order, axial bending of the deposit dipping
- Bending of third order, bending between the second easterner and the wings of ore bodies in the west related with it.
- Bending of fourth order, bending between ore bodies which are connected as anticline and syncline between them (including here and relations of second easterner hands)
- Bending of fifth order, bending of the wings of the P_I and L_I ore bodies;
- Bending of the six orders, bending type “micro flexure” from L_{II-1} .

Briefly about the evolution of the geological opinions on the continuation of the ore structure of Bulqize-Bater chromium deposit on the northern part of it.

The possibility of development of the

On the continuity of mineralisation in northern flank of Bulqiza-Batra ore body.

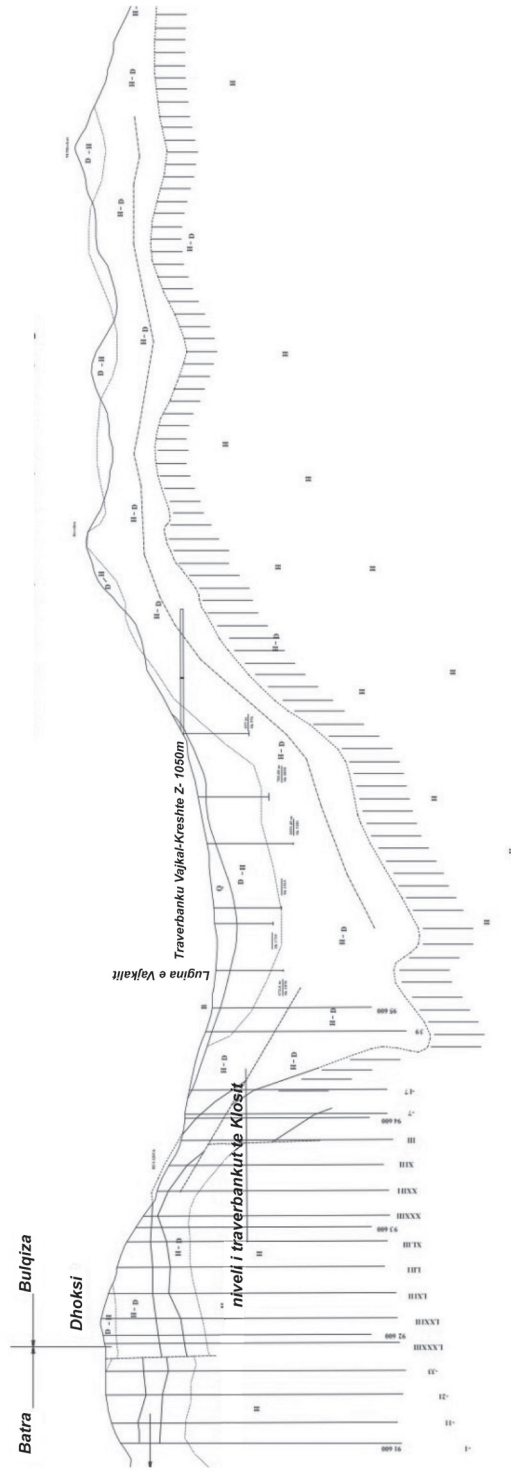


Figura 2. The longitudinal section A-B-C, Bulqizë - Batra - Vajkal - Kreshtë - Selishtë. On scale 1:25,000 (according to Çina, A., et al., 1987)

chromium mineralization in strike direction on the northern part of Bulqize-Bater chromium deposit, in different periods, by the geologists who have worked in the ultra-basic massif of Bulqiza and in the Bulqiza _ BATER deposit, have given different opinions which are reflected in reports, projects, studies and scientific articles.

In Shehu, et al., (1975) is noted that in vertical projection, based on the regular elements, such as synclinal and anticline closures Bulqizë deposit shows, chromium ore bodies have different dipping on different areas. Not only as a deposit, but also the sides which contract Bulqiza anticline, such are the westerner, central and easterner in the different parts have different dipping.

The central area has a general dip with an angle of 15-20°, including profiles III to I, while the southern area (geological section XXXI to LV) is almost horizontally. From LV profile and southward, toward the BATER deposit, it gets a southern dip of 10-20°. For the northern area of the deposit, the authors noted: "The northern zone of Bulqize deposit (compared with the central area), has a greater dip. From profile I up to 9, this zone has an average dip of 28-30 ° and between profiles - 9-11 takes a dip from 40-50°. From profile - 11 to - 17 has a dip of 55-60° ". The folding along the strike the dip itself I dedicated the folding forces, which have operated not only cross direction, but and longitudinal one of Bulqiza deposit

Çina, A., et al. (1987), note that in the longitudinal plane this structure undergoes inclination, so from south to north is observed the change the direction and angle of the dip (longitudinal section BATER-Bulqizë-Vajkal-Kreshte-Micek-Selishtë). In the BATER deposit we have a

lifting of the structure in northward with an angle of 10-12° to the profile LXXI (Bulqizë), with 5-7° to profile XXXIX, from profile XXXIX to profile XXIX the structure is nearly horizontal, from profile XXIX to profile III, the dip change sense toward of the northwest with dip angle about 15-20°, from profile V to profile - 5 the dip angle increases about 30-35° and further up to profile - 19 the dip angle reaches 70-80° ". See longitudinal section of BATER-Bulqize-Vajkal-Kreshte-Selishtë, scale 1: 25000 ", since 1987.

Qorrlase, S., et al. (1989) note that in vertical plane, along its strike, the deposit undergoes inclination which is shown in the change of the direction of the dip angle. As result of it we find two hands of the inclination, the southeaster hand of the inclination, where is situated the southern zone of the Bulqiza – BATER deposit, has the dip direction toward south-eastern under 10 – 12 – 15°. While the north-western, where is situated the central and north zone of Bulqiza, has the dip in north-western direction. The location almost horizontally of the mineralization there is in the deposit part, where we have the passing from the southeaster hand of the inclination in its northwester hand. The dip angle of mineralization, change from 25 – 30° in the central zone of Bulqiza increasing toward the northwester to 70 85° (fig 3). It happen because of very large length in the discovery profiles in the north zone of Bulqiza coincides to the deposit strike. (In this case as strike is considered nearly vertical dip of the deposit).

According to Shabani, S., (1983) (fig. 3). This flexion reflects the genetical rise and dip of this deposit from southeast to northwest. The peak part of this flexion, there is between section XXVII – LXVII of Bulqiza, its northern part, from section XXVII and more in northwest to section – 19, which

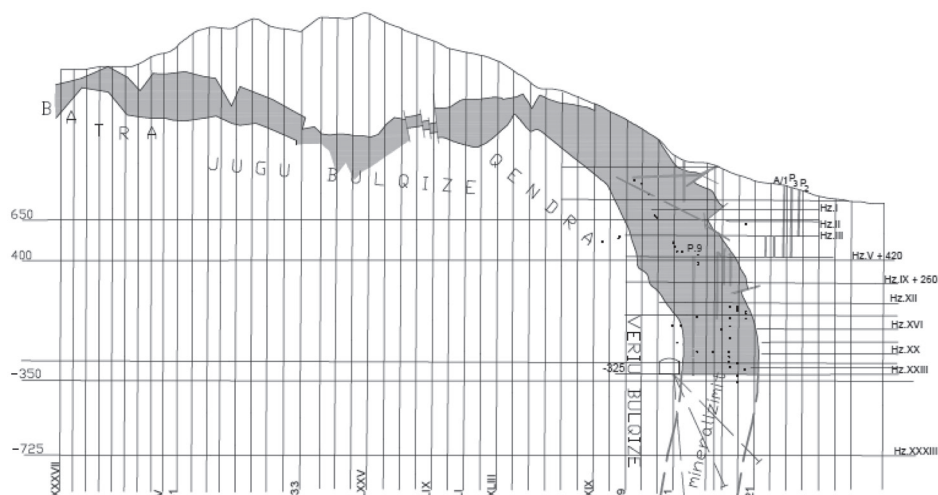


Figure 4. The possible continuity of the Bulqizë - Batra mineralization, in the vertical projection (according to Shabani S. et al. 1989).

is the most north part discovered till now, while the south part, from section LXVII of Bulqiza to section LXXI of Batra, where are the most south results, got till now. The genetical rise from profile LXXI of Batra to profile LXVII of Bulqiza, results with small angle $10 - 15^{\circ}$. In the peak part, where from about horizontally, hand in hand, start the dip in the northwest, with an angle smaller $10 - 12^{\circ}$, in the zone of the sections XXVII and more in north reach $20 - 30^{\circ}$ in the central zone to $70 - 80 - 90^{\circ}$ in north zone.

During the performance of the mine works, in the lower horizons, step by step, in deep direction, results that the dip angle of the Bulqiza – Batra deposit, has tendency to increase arriving nearly vertical with angle 90° .

For the searching of the northern zone continuation of the Bulqize – Bater chromium deposit, more in north of profile – 19, there are made to much discovery drillings, but its results has been negative one, so these have no confirmed the normal continuation of the mineralization structures toward the northwest.

Conclusions

- Regarding the possibility of the chromium mineralization continuity towards the strike in north part of Bulqiza Bater chromium deposit, in different periods from the geologists which have worked Bulqiza ultrabasic massif and Bulqiza – Batra chromium deposit, have had different opinions, opinions which are reflected in the reports, projects, studies and scientific papers.
- Based on the preliminary results of these scientific opinions, about continuation of the chromium mineralization structure in north part of Bulqiza – Bater deposit towards the depth, we have as conclusion that this structure, along its development from the south towards northwest, undergoes a dip with an angle to 90° .
- In conformity to the change of the structure dip angle, goes and “the opening”, or compacting of its hands. In the north part of the Bulqiza – Bater chromium deposit, where the plunge is bigger, we have the hands oncoming and compacting of the folders and ore bodies. It happens because that the

On the continuity of mineralisation in northern flank of Bulqiza-Batra ore body.

very large length in the dip on discovery profiles of north Bulqiza, coincidence to the deposit strike.

- The mineral bearing structures of the Bulqiza – Bater deposit, in the its north part, from horizon 16 (- 40 m under sea level) to horizon 25 (400 m under sea level), will continue to plunge towards the depth with angle 90° , while more in depth, the structures must to turn under an angle $75 - 80^{\circ}$. (See graphic nr.3, vertical projection of the Bulqize - Bater deposit, scale 1; 25000).
- With the progress of the Bulqiza deep pit, which will goes to horizon 23, of the Bulqiza – Bater deposit, will become possible to search the development of the mineralization on the depth, performing the underground drillings, which with a projected depth to 700 m, can reach the discovery of this structure to horizon 33 (-720 m under sea level). The position of these drillings is given in vertical projection of Batra – Bulqiza deposit, scale 1: 25.000.
- According to the development of the chromium mineralization structures in the Bulqiza – Batra deposit north part, based on the generalization of the performed works till now, results that the chromium mineralization structure in the north part cannot continue towards north, more in north of the profile – 21, but it will continues in depth direction to a turning in south direction. This turning can be more in depth of the horizon 25.

REFERENCAT

- Alliu I. (1991). Dëshifrimi i masivit ultrabazik të Bulqizës nëpërmjet kimizimit të shkëmbinjve të tij. Disertacion.
- Çina A., Shabani S., et al. (1989). Studimi gjeologjik me titull: Projekt gjeologjik për hapjen e traverbangut Vajkal-Kreshtë për kërkimin e mineralizimit të kromit në pjesën veriore të Masivit Ultrabazik të Bulqizës. Fondi Qendror i Sh.Gj.Sh. Tiranë.
- Dobi A., et al. (1980). Studime tematiko-përgjithësuese e kërkuese komplekse gjeologo-gjeofizike, për prognozën e krombajtjes së masivit ultrabazik të Bulqizës gjatë viteve 1979-1980. Fondi i ISPGJ, Tiranë.
- Karaj N. et al. (1986). Raport Gjeologjik i punimeve të kryera në vendburimin e kromit Bulqizë për periudhën 01.01.1982-31.12.1985 me rillogaritjen e rezervave me gjendje 01.01.1986. Fondi Qendror i Sh.Gj.Sh. Tiranë.
- Kola J., etj. (1968). Mbi shfaqjen e përkuljeve dhe rrudhosjeve në vendburimin e kromit Bulqizë. Përmbledhje Studimesh nr. 8.
- Qorlaze S. et al. (1980). Përgjithësimi i të dhënave gjeologjike të vendburimit Bulqizë dhe rajonit rreth tij, si dhe dhënia e rekomandimeve përkatëse për kërkim. Fondi Qendror i Sh.Gj.Sh. Tiranë.
- Qorlaze S. et al. (1989). Studim tërësor tekniko-ekonomik mbi perespektivën e zhvillimit të Industrisë së Kromit deri në vitin 2000. Fondi Qendror i Sh.Gj.Sh. Tiranë.
- Shabani S. et al. (1982). Përgjithësimi i punimeve të kryera deri sot mbi mundësinë e zhvillimit të mineralizimit në zonën ndërmjetëse Bulqizë-Batër në krah dhe thellësi. Fondi Qendror i Sh.Gj.Sh. Tiranë.
- Shabani S. et al. (1983). Raport Gjeologjik i punimeve të kryera në vendburimin e kromit Bulqizë për periudhën 01.01.1979-31.12.1981 me rillogaritjen e rezervave me gjendje 01.01.1982. Fondi Qendror i Sh.Gj.Sh. Tiranë.
- Shabani S., et al. (2004). Raporti shkencor (Studimi) i Projektit PN-16 me titull: Mendime të reja mbi vijueshmërinë e mineralizimit të kromit në vendburimin e Bulqizës (në fushën e hapur të minierës), mardhëniet me vendburimet e Batrës, Almarinës, dhe qafës së Buallit, perespektiva në drejtim të shtrirjes dhe në krah të tij. Fondi i Akademisë së Shkencave Tiranë.

PRANIA E EGP NË PËRQËNDRIMET SULFURE TË VULLKANITEVE TË SHQIPËRISË

Astrit TURKU*

ABSTRAKT

Në këtë artikull pasqyrohen disa faza të hidrotermave në shkëmbinjtë bazikë me përmbajtje të mineralizimit të bakrit, e mbështetur edhe në llojshmërinë disa fazore të piritit. Është përmendur që si në xeherorin bakërmbajtës ashtu edhe në piritite, dallohet prania e mineralizimeve të platinin, lidhur me disa faza hidrotermale të mëvonshme.

Konkluzionet bazohen në analiza të kryera në disa laboratorë të huaj me eksperiencë të lartë në analizimin e mineralizimeve të EGP.

Artikulli ka për qëllim të sensibilizojë mbi mundësinë specifike të pranisë të elementeve të grupit të Platinin (EPG) në mineralizimet bakërmbajtëse të Shqipërisë.

Fjalë kyçe: EPG, Perlat, pirit, hidroterma

Hyrje

Në nivele të ndryshme të vullkaniteve të formacionit ofiolitik janë të njohur disa vendburime të rëndësishme sulfure dhe shfaqje të shumta të mineralizuara (Grazhdani, A. 1990; Shallo, M., et al. 1995). Supozohet se për një pjese të tyre, një rol të rëndësishëm në origjinen e formimit kanë luajtur solucionet hidrotermale të krijuara nga qarkullimi i ujit të detit i cili ka depërtuar nepër çarje e zona tektonike, muret e serise damarore etj. Këto solucione në bashkëveprim me hidroterma të origjinës magmatike, kanë përpunuar e transformuar shkëmbinjtë vullkanike duke mobilizuar elementet e ndryshëm, të medhenj e të vegjël, të shkëmbinjtë silikatë.

Nga shumë autorë (Mehmeti, B. 1977; Gjata, K. 1980; McCallum, M.E., et al. 1986), supozohet instalimi i një sistemi hidrotermal mineralizues në sekuencat vullkanite, i cili është përgjegjës në krijimin e përqëndrimin e masave sulfure të karakterit shtresor, damaror, shtokvertor etj. Gjatë punimeve për kërkimin e Platinin na ka tërhequr vëmendje prania e disa areolave enigmatike të Platinin në Mirditën qendrore ku kanë përhapje shkëmbinjtë vullkanite.

Këto areola shoqërohen edhe me areola llumometrike të EGP të bashkëshoqëruara me Au, Zn, Cu etj. Vlen të përmendet areola në Kthellën e Sipërme në një sektor ku kanë përhapje andezitet bazaltike, bazaltet dhe gabrot. Është interesante të vihet në dukje se areola e Pt bashkëshoqërohet me areolën e Au. Në një situatë të njëjtë gjeologjike zhvillohet areola e Pt e shoqëruar me Au në verilindje të Gojanit të Poshtëm. Areola të tjera të ngjashme takohen gjithashtu në jug të Lum Ziut të Epërm, Zall Ndre- Zall Dodaj, Mashtërkor, Bulshar, Precaj etj., (Grazhdani, A. 1990).

Këto të dhëna kanë çuar në idenë se në ambientet e vullkaniteve, gabro diabazeve dhe gabrove, janë të pritsëm mineralizime komplekse të bakrit, të shoqëruara me Ar e Platin. Këto mineralizime janë supozuar të kenë karakter hidrotermal dhe janë të lidhura me proceset e ndryshimeve hidrotermalo-metasomatike të shkëmbinjtë vullkanike e plutonike (Sinoimeri, Z., et al. 1980).

Veçanërisht me interes është konsideruar platinmbajtja e përqëndrimeve sulfure në vullkanite, duke supozuar rimobilizimin e EGP nga shkëmbinjtë plutonike. Sinjalizime për praninë e mineralizimeve sulfure

* Ish-Pedagog në Fakultetin Gjeologji-Miniera. Aktualisht në pension

ndërmjetese Cu, Au, Zn, EGP në sekuencat vullkanite, kanë qenë evidentuar edhe nga autorë të huaj (Amosse, K., et al. 1990).

Metodika e përdorur

Për të verifikuar praninë e EGP në disa nga sektorët me përqëndrime sulfure në vullkanitet, u përzgjedh sektori i Perlatit. Mineralizimi sulfur i Cu përqëndrohet në sekuencën andezito bazaltike. Nga xeherorët e vendburimit u morën kampione të përberjes pirit-kalkopirit, si dhe disa mostra në nënproduktet e përziera të xeherorëve të ndryshëm që fitohen gjatë përpunimit teknologjik dhe në procesin e rafinimit në uzinën e Rubikut.

Kampionët u analizuan në dy institutet VIMS dhe CNIGRI të Moskës në vitin 1993. Në VIMS analizat janë kryer me dy metoda atë kimiko-spektrale dhe me atë fotojonike me lazer (Lafiks). Në përgjithësi vihet re një përputhje e mirë në rezultatet e fituara me këto metoda.

Kjo kategori provash u rianalizua edhe në institutin CNIGRI ku u aplikua metoda probiro-atomo-emisionale dhe atomo absorbuese për Pt, Pd, Rh; metodat kinetike e foto-jonike me lazer për Ir e Os, dhe metoda kinetike për Ru. Prova nga vendburimi i Perlatit u dërguan gjithashtu dhe në disa laboratore të Zvicrës.

Gjatë muajit Shkurtit 1995 një tjetër analizë e xeherorit të Perlatit u krye në laboratorin kimik MRAI, në Ottawë të Kanadasë.

Aspekti themelor për praninë eventuale EGP në përqëndrimet sulfure të bakrit të Perlatit është sigurisht ai mineralogjik, për të vërtetuar ose jo praninë e mineralizimeve të EGP në paragjenezën xeherore.

Për këtë qëllim në një mostër xeherore të bakrit të vendburimit të Perlatit, u krye një analizë e hollësishme mineralogjike në institutin gjeologjik të Moskës VIMS nga Viktor Timofejeviç Dubinçuk.

Diskutimi i rezultateve

Nga analizimi i kampionëve shihet se, në xeherorin primar të Perlatit, spikat një përmbajtje e lartë e EGP, ku shquhet sidomos Pt.

Po ashtu nënproduktet teknologjike të xeheroreve të përziera sulfure të Cu me prejardhje nga disa vendburime bakri, kanë përmbajtje të ngritur të EGP ku veçohet bakri anodik, sulfati i bakrit, skoria e zezë e tij. Po ashtu edhe damba e Kurbneshit përmban përqëndrime të EGP.

Nga analizat e kryera me metodën kimiko-spektrale dhe atë fotojonike me lazer (Lafiks), në përgjithësi u vu re një përputhje e mirë e rezultateve. Rianalizimi nëpërmjet aplikimit me metodave probiroatomo-emisionale e atomo absorbuese për Pt, Pd, Rh, metodave kinetike e foto-jonike me lazer për Ir e Os dhe metodës kinetike për Ru, nxorri vlera më të ulëta por duke fiksuar sërish prani të EGP.

Gjithashtu rezultatet e analizave kryera në laboratorët zvicerianë konfirmuan praninë e EGP në vendburimin e Perlatit. Edhe në këto raste janë vënë re disa divergjenca në rezultatet e analizave.

Nga analizat e kryera në vitin 1995 në laboratorin kimik MRAI në xeherorin e Perlatit u mor rezultat i Au = 2.75 g/ton dhe Pt = 0.15 g/ton.

Aspekti themelor për praninë eventuale të EGP në përqëndrimet sulfure të bakrit të Perlatit është sigurisht ai mineralogjik, për të vërtetuar ose jo praninë e mineralizimeve të EGP në paragjenezën xeherore.

Në analizën e hollësishme mineralogjike kryer nga Dubinçuk një vëmendje e posaçme iu kushtua kokrrizave të piritit.

Në fig. 1 që i përket fotove të nxjerra nga mikroskopi scanning, në ndërtimin e kampionit dallohet një kokrrizë e madhe piriti me inkluzione të rrumbullakuara në matriks të mineralit dhe të dendritit në sipërfaqe (pjesa e poshtme). Në figurë dallohet kontakti i kokrrizës së piritit me shkëmbin. Në kristalin e piritit vihen re gjithashtu mikroinkluzione. Në kampionin e dhenë vihen re ndryshime të shumta sekondare të materialit fillestar gjë e cila shprehet mirë në ndryshimet që ka pësuar kokrriza e piritit si rizarje e rikristalizim ose qarkim i tij në blloqe të vegjël po prej piriti. Përpunimi disafazor (dy ose më shumë herë) nga fluidet çon jo vetëm në shkatërrimin e sulfurit por dhe në

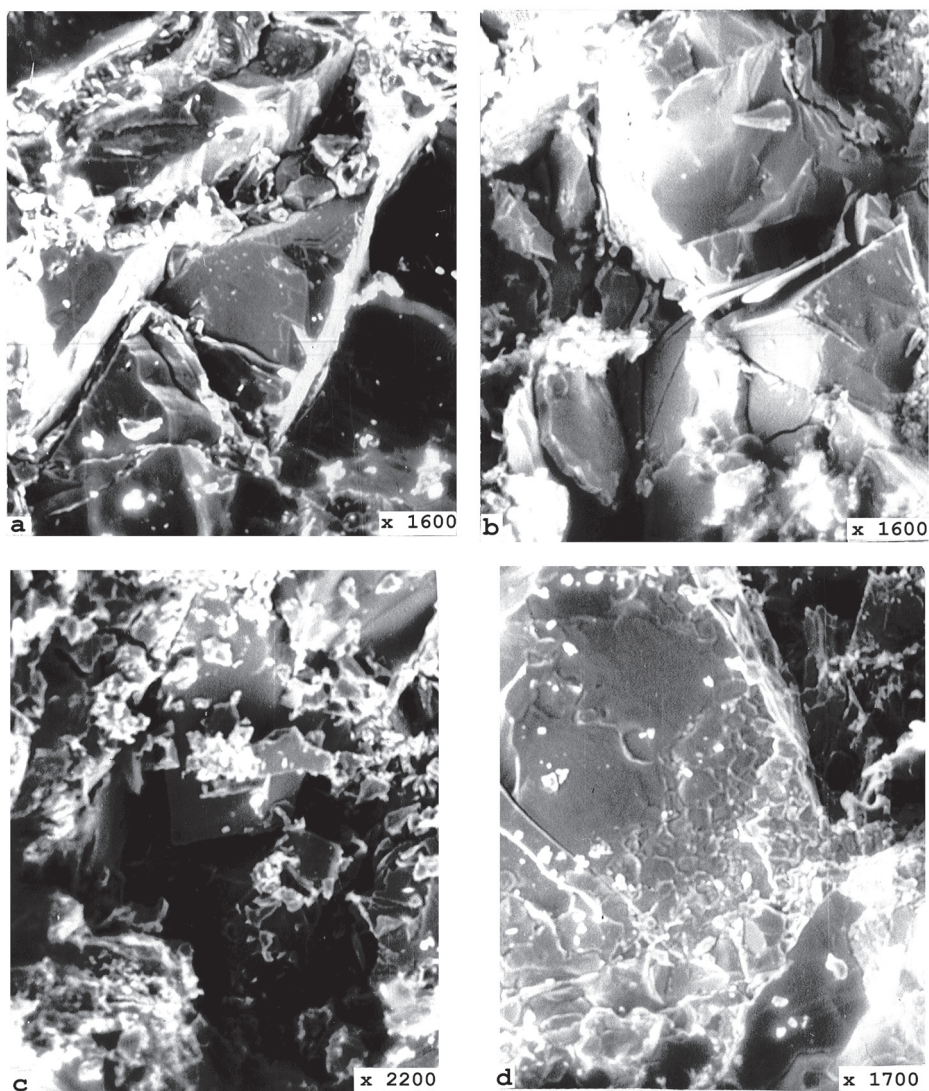


Figura 1. Mikrofotografi me mikroskop elektronik skaning në xeherorin e Perlatit.

a, b, c.- Kristale piriti të rikristalizuara me nderfutje e mikroçarje. d. Kokriza piriti të qarkuara po me pirit dytesor në formë blloqesh.

ridepozitimim e komponentit të dobishëm (në rastin tonë mineralet e grupit të Platinit) në formë ndërfitjesh petore (fig. 3a) ose ndërfitjesh oktaedrike (fig. 3b). Për të parë dinamizimin e gjenezës së shkëmbit të dhënë jepen kokrrizat e piririt në shkëmb ose kokrriza piriti në sipërfaqen e të cilit vërehen dendrite sekundare të cilat u identifikuan në mikroskopin elektronik me depërtim në po këtë pirit vihen re mikroinkluzionet dendrike me

aftësi të madhe ndarëse (fig. 4a, 4b).

Në replike u dalluan substanca të dendritit dhe në të u morën figura të mikrodifraksionit që është faza minerale Pt_3Fe (izoferroplatin). Figura mikrodifraktometrike është e dobët, unazore nga që pjesëza e substancës që jepet në replike është e vogël.

Duke vazhduar vërtimin me mikroskop elektronik, vazhdojmë të konstatojmë së ndryshimet dytësore të substancës çojnë

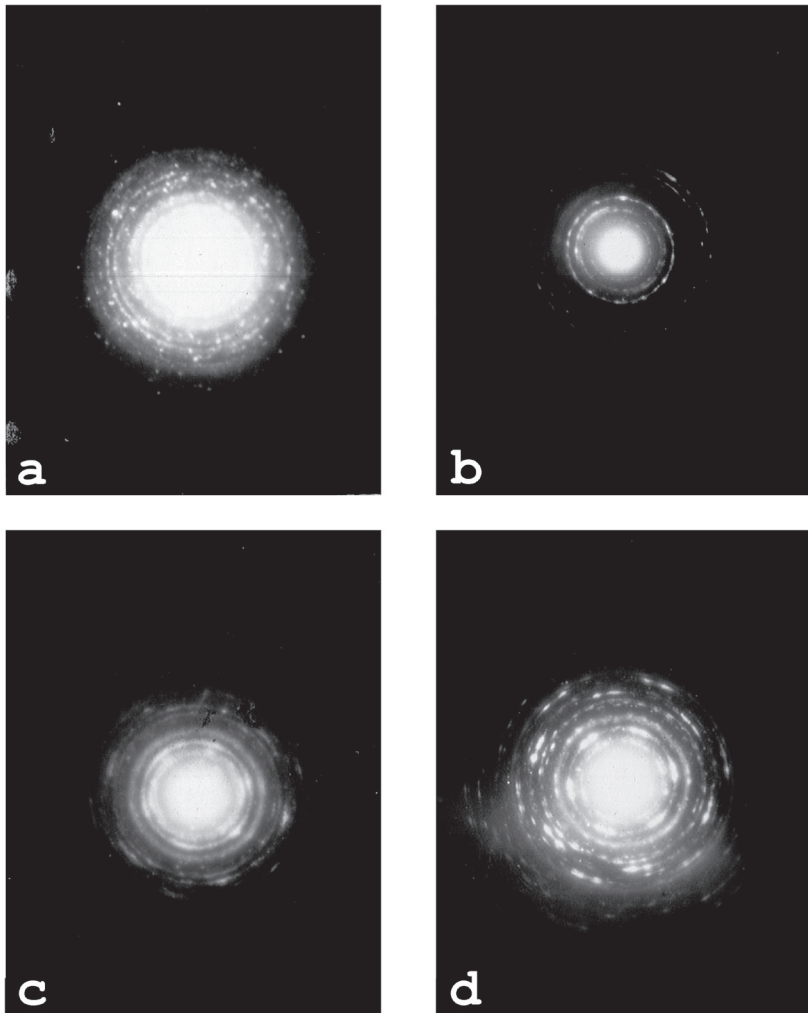


Figura 2. Figura te mikrodifraksionit të fazës (Pt,Rh,Ru)(As,S)₂.

a,b,c,d. Kalimi nga fig.a deri në fig.d, tregohen ndryshim të përmbajtjes së platinit në komponentin A dhe të përmbajtjes së sqfurit në komponentin B të fazës AB₂

në atë që madje dhe brenda mineraleve shkëmbformues veçohen nderfutje mineralizimesh platini shume të imta. Kështu në fig. 2 paraqiten luspëza të alumosilicateve shtresore me pasqyrim bazal00l = 001 16.01 A° dhe 110-4.46 A°. Mikrodifraksioni i kryer këtu dhe që paraqitet në fig. 2a, deri 2d, përcakton pasqyrimin e fazës së sperylilit (Pt, Rh, Ru) (As,S)₂. Të gjitha pasqyrimet e mikrodifraksionit janë unazore por ndryshon karakteri i pasqyrimet vetiak që

na jep të drejtën të gjykojmë mbi atë që në komponimin AB₂, si në grupin A ashtu dhe në grupin B mund të ndryshojë përbërja nga thjesht Pt që është në grupin A deri në thjesht sqfur që është në grupin B. Figurat mikrodifraktometrike të këtyre fazave të komponentit AB₂[(Pt, Rh, Ru)(As,S)₂] i shpjeguam më sipër.

Nga vrojtimi i kampionit u kap një mikro-ndërfutje në pirit. Studimi i kokrrizës së dhënë me ndihmën e mikrodifraktometrise tregoi se ky kristal i përket fazës tetragonale

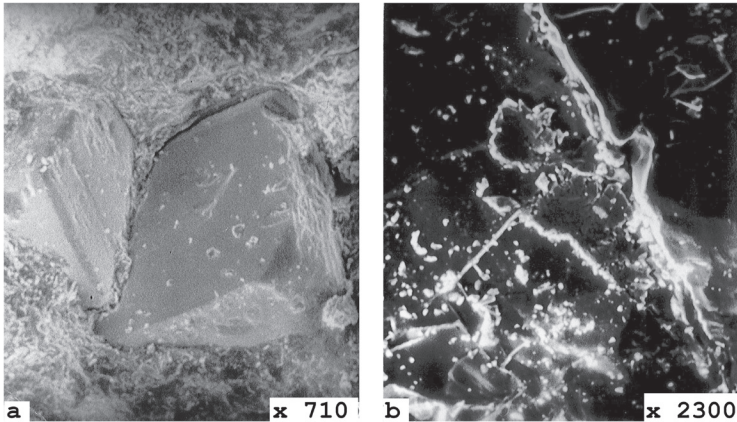


Figura 3. Mikrofotografi me mikroskop elektronik skaning në xeherorin e Perlatit.

a. Perpunimi i sulfureve nga fluidet dhe ridepozitimi i platinin në formë ndërfutjesh petore. b. Ridepozitimi i platinin (në qendër) në formë ndërfutjesh kristalesh oktaedrike

të kuperitit PtS. Dhe në këtë kampion u kryen disa analiza të piritit me difraktometri dhe u morën figura të difraksionit të piritit të nxjerrë nga replika.

Duke vazhduar studimin e kampionit të xeherorit të Perlatit u dallua një kristal

rrjedhojë do ta lemë pa emërtim. Me sa duket kemi të bëjmë me një mineral të ri platini me kobalt në mineralizimet e bakrit. Gjithashtu me mikroskop elektronik dallohen edhe shumë inkluzione disa fazore në kristalin e piritit por që nuk

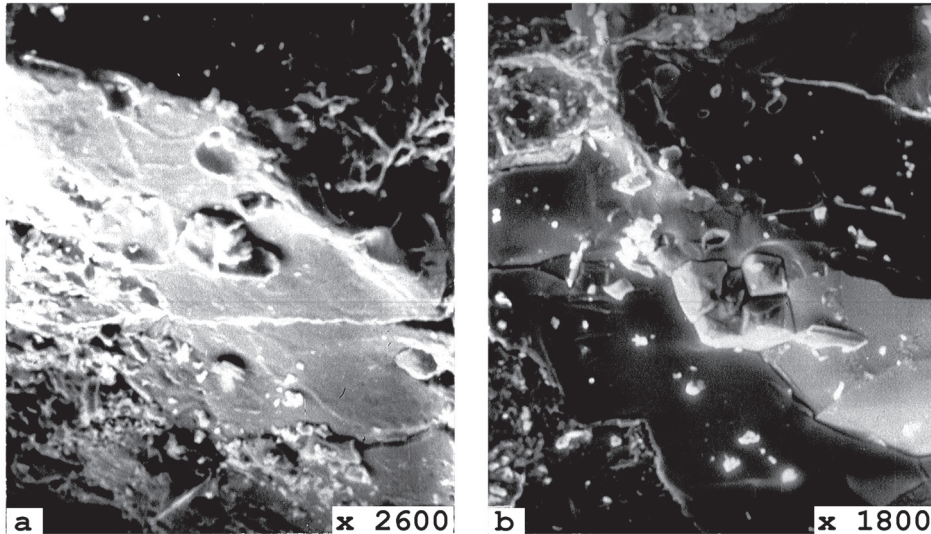


Figura 4. Mikrofotografi me mikroskop elektronik skaning në xeherorin e Perlatit.

a. Kokrrizë piriti në shkëmb. b. kokrrizë piriti me riformime dendritike në sipërfaqe.

dendritik (përcaktim i vetëm) i cili sipas të dhënave të mikrodifraksionit i përgjigjet fazes së $\text{Cu}(\text{CoPt})_2\text{S}_6$ të singonise kubike (fig. 5a, 5b). Duhet të theksojmë se ky mineral platini nuk është takuar prej nesh në literaturën që disponojmë dhe për

preçizohen saktësisht edhe sepse në mikroskopin elektronik me depërtim nuk veçohet substanca në replike.

Së fundi duhet thënë se shkëmbi është shumë i ndryshuar gjë që reflektohet në ndryshimet disa fazore që ka pësuar piriti

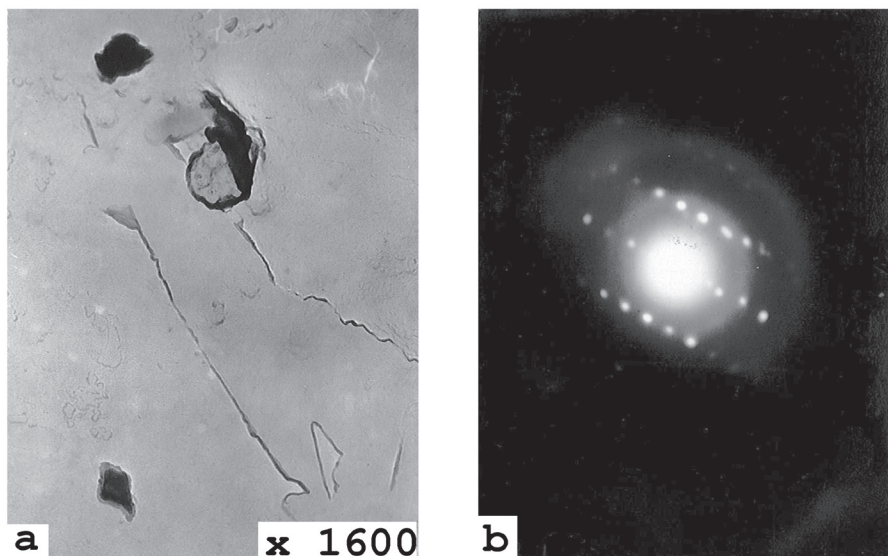


Figura 5. Mikrofotografi me mikroskop elektronik skaning në xeherorin e Perlatit.

a. Rikristalizim dendritik i mineralizimit të platinin. b. Fotografia e mikrodifraksionit tregon për fazën $\text{Cu}(\text{Co,Pt})_2\text{S}_6$ të singonisë kubike.

sepse në xeheroret sulfurore bakërmbajtës të Perlatit takohen kryesisht këto minerale të platinin si speryliti, izoferroplatini, kuperiti dhe $\text{Cu}(\text{CoPt})_2\text{S}_6$ i paemërtuar.

Theksojmë gjithashtu se në metodat e përdorura mund të percaktohen edhe disa minerale të tjerë të lidhur me hidrooksidet, minerale të temperaturave të ulta (deri 100°) që shkatërrohen nga përpunimi i kampionit.

Përfundime

Prania e EGP të temperaturave të ulta në xeheroret e Cu të Perlatit është një fakt i rëndësishëm shkencor që hap një problematikë për rivlerësimin e vendburimeve sulfurore të Cu në vendin tonë. Është e kuptueshme se këto studime duhet të kënë një karakter kompleks gjeologo-mineralogjiko-gjeokimik për të sjellë një informacion sa më të plotë.

Prania e EGP në vendburimet hidrotermale të xeheroreve sulfurore të bakrit në vullkanite është theksuar nga mjaft autorë të huaj (Stumpfl, E. 1974, 1976; MaCallum M., et al. 1986 etj.). Sipas tyre pranohet rimobilizimi dhe rishpërndarja e EGP nga fluidet hidrotermale që qarkullojnë në

sekuencat vullkanite.

Veçanërisht karakteristike janë zhvillimet dendritike të EGP në masat e pirit-markazit të cilët konsiderohen si formime të temperaturave të ulta. Në shume raste permbajtja e EGP është e konsiderueshme.

Në përfundim mund të themi se prania e EGP në disa prerje të shkëmbinjve vullkanike shfaq interes të veçantë. Oreolat llumometrike të EGP-ve shfaqen në Mirditën Qendrore në zonat e përhapjes së shkëmbinjve vullkanike e bashkëshoqërohen me Au, Zn, Cu, etj. (oreola në juglindje të Kthellës, oreola në verilindje të Gojanit të Poshtëm).

Areola të tjera të ngjashme takohen gjithashtu në Zall-Ndre, Zall-Dodaj, Mashtëkor, Bulshar, Preçaj, etj).

Në xeheroret sulfurore të Perlatit që përqëndrohen në sekuencën e andeziteve bazaltike është identifikuar prania e izoferroplatinit në trajtën e dentriteve sekondare që zhvillohen sipas piritit.

Prania e MGP të temperaturave të ulta në xeheroret e bakrit është një fakt i rëndësishëm shkencor që hap një problematikë të re në rivlerësimin e vendburimeve sulfurore të vendit tonë.

Prania e EGP në përqëndrimet sulfure të Vullkaniteve të Shqipërisë

Keto mineralizime duket se rrjedhin nga rimobilizimi dhe rishpërndarja e EGP nga fluidi hidrotermal të cilët prekin krahas sekuencat vullkanite.

Siç theksohet edhe nga literatura, veçanërisht karakteristike janë zhvillimi

dentritik i MGP në masat pirit-markazit të cilat konsiderohen si formime të temperaturave të ulta.

Nuk duhet harruar se vëmendje të veçantë për platinmbajtje kërkojnë edhe përqëndrimet e bakrit në vendin tonë.

REFERENCAT

- Amosse, K., Le Suave, R. (1990). Geochemical investigation of Pt, Pd, Rh, Ru and Au in cobalt Rich deposits from the Tuamotu plateau (French Polinesia).
- Baturin, G.N., Dubinçuk, V.T. (1989). Mikrostrukturi zhelezo-margancevih konkrecij okeana. Atlas mikrofotografij. Moskva, "Nauka".
- Cabri, L.I. (1981). Inorganic Chemistry of the Platinum-Group Elements. Canada centre for Mineral and Energy Technology.
- Gjata, K. (1980). Petrologjia dhe perspektiva e nikelit sulfur dhe sulfureve te tjere te kompleksit gabro peridotit te Mirdites Perendimore (sektori Livadhas-Shkopet). Disertacion.
- Grazhdani, A. (1990). Pergjithësimi i aureolave të shlihave të RPSSH ne shkallë 1 :200.000 dhe rendesia e tyre metalogjenike. Disertacion.
- Gricaenko, G.S., Rubnickaja, E.S. (1961). Elektronnaja mikroskopia mineralov Moskva, "Nauka".
- Gricaenko, G.S., Zvjagin B.B. (1969). Metodi elektronnoj mikroskopij mineralov. Moskva, "Nauka" 1969.
- Huric, P. (1968). Elektronnaja mikroskopia tonkih kristalov. Moskva. Mir. 1968.
- McCallum, M.E., Loucks, R.R., Carlson, R.R., Cooley, E.F., Doerge, T.A. (1986). Platinum Metals Associated with Hydrothermal Cooper Ores of the New Rambles Mine, Medicine Bow Mountains, Wyoming. Ed. geol. v.76, 1986, 1429-1450.
- Mehmeti, B. (1977). Relacion mbi rezultatet e rilevimit shlihor në shkallë 1:50.000 për rajonin Gjazuq-Cërrujë-Korçë-Leskovic. Ndërmarrja Gjeologjike Tiranë. AQTGJ.
- Mullaj, F. (1970). Raport-studim per arin. Pjesa jugore Kurbnesh. 1970.
- Shallo, M., Cina, A., Turku, I. (1995). Outline of the metallogeny of the Albanian MOR- and SSZ-type ophiolites. Documents du BRGM 244, 27-46.
- Sinojmeri, Z., Buda V., Turku A., etj. (1980). Raport mbi rezultatet e temes Qeveritare per kerkimin e mineraleve të çmuara ne Shqipëri.
- Stumpfl, E. F., Tarkian, M. (1976). Platinum genesis: new mineralogical evidence. Ee. geol. vol.71, 1976, 1451-1460.
- Tarkian, M., Liesman, W. (1990). A guide for Optical and Analytical Identification of Ore Minerals. Mineralogisch-Petrographisches Institut. University of Hamburg.
- Turku, A. (1996). Mineralizimet sulfure te Cu-Ni me EGP ne zonen tranzitore Manto-Kore e me lart. Disertacion.
- Vllaho, E. (1980). Studim mineralogjik i temes Qeveritare per metalet e çmuara.

PRESENCE OF EGP IN SULPHUR CONCENTRATIONS OF VULCANITE IN ALBANIA

Astrit TURKU*

ABSTRACT

In this paper are presented some phases of hydrothermal fluids in basic rocks that contain cooper mineralisation, based also in a variety of pyrite phases. Is mentioned that in the cooper bearing ore as well as in pyrite, is observed the presence of platinum mineralisation, related with some subsequent hydrothermal phases.

Conclusions are based in analysis performed in several foreign laboratories of high experience in field of EGP mineralisation analysis.

The paper tries to sensibiliser about the specific possibility for the presence of EGP ni cooper mineralisation of Albania.

Key words: EPG, Perlat, pyrite, hydrothermal fluid

Introduction

At various levels of volcanic formations of the olioolithic formation are known some important sulfur deposits and numerous mineralized manifestations (Shallo, M., et al., 1995). It is assumed that for a part of them, an important role in the origin of the formation has been played by the hydrothermal solvents created by the seawater flows that have penetrated through the tectonic cracks, the siliceous vein walls and so on. These solutions, interacting with hydrothermal fluids of magmatic origin have altered and transformed volcanic rocks, mobilizing various, large and small elements of silicate rocks.

By several authors (Mehmeti, B. 1977; Gjata, K. 1980; McCallum, M.E., et al. 1986), is supposed that the installation of a mineralizing hydrothermal system in vulcanite sequence, is responsible for establishing the of concentration masses of slice, vein, and stockwerck character. During work for Platinum exploration, the presence of some enigmatic platinum aureoles in central Mirdita, spread in

volcanic rocks, has attracted attention. These aureoles are also associated with EGP aureoles associated with Au, Zn, Cu, etc. It is important mentioning the areola in the Kthella e Sipëme in a sector where basaltic and basalt and basalt are spread. It is interesting to note that the aureole of Pt here is associated with the aureole of Au. In the same geological situation develops the Pt aureole associated with Au in the northeast of Gojani i Poshtëm. Other similar aureoles also meet south in Lumi i Ziut të Epërm, Zall Ndre- Zall Dodaj, Mashtërkor, Bulshar, Precaj etc. (Grazhdani, A. 1990)

Such data have led to the idea that in environment of vulcanite, gabbros diabase and gabbro complexes, are expected complex mineralisation of cooper associated by Au and Platinum. These mineralization are assumed to have hydrothermal character and to be related with hydrothermal-metasomatic changes in volcanic and plutonic rocks (Sinoimeri, Z., et al., 1980).

Particularly interesting is the platinum content of sulphur concentrations in the vulcanite, assuming the re-rollover of EGP from plutonic rocks. Evidence for

* Former Docent in Faculty of Geology and Mining, Tirana. Now in retirement

the presence of sulphur intermediates mineralisation Cu, Au, Zn, EGP in volcanic sequences have also been evidenced by foreign authors (Amosse, K., et al., 1990).

Methodology

In order to verify the presence of EGP in some of the sectors with sulphur concentrations in volcanism, the Perlat sector was selected. The Cu sulphur mineralization concentrates on the basaltic andesitic sequence. The ores of sulphur-chalcopyrite compounds were sampled from ore sources, as well as was sampled the mixed by-products of various ore obtained during technological processing and refining process at the Rubik plant.

The samples were analyzed in VIMS and CNIGRI institutes of Moscow (Russia) in 1993. In the VIMS analysis, two chemical methods were performed this spectroscopic and laser photodynamic. Generally, there is observed a good consistency in the results obtained with these methods.

This category of tests was also re-analyzed at the CNIGRI institute where probirotom-emission and absorption atoms were applied to Pt, Pd, Rh; kinetic photoluminescent laser methods for Ir and Os, and Kinetic method for Ru. Samples from the Perlati ore body were also sent to several Swiss laboratories.

During February 1995 another sample for Perlati ore was analysed in chemical laboratory MRAI, of Ottawa, Canada.

For this purpose a copper ore sample of the Perlati source was subjected to a detailed mineralogical analysis at the Moscow VIMS geological institute by Viktor Timofejevic Dubinçuk.

Discussion of results

From sample analysis, it can be seen that, in the primary ore of Perlati, there is a high content of EGP, where Pt is distinguished particularly.

Also, the technological by-products of mixed Cu sulphate ore derived from

some copper deposits show elevated EGP content, where anodic copper, copper sulphate and black sketch can be evidenced. Also the Kurbnesh dump contains concentrations of EGP.

From analyzes carried out by the chemical-spectral and the photo-ionic laser method (Lafiks), a good consistency of results was generally observed. The re-analyzing through application with probirotom-emission and absorption atoms for Pt, Pd, Rh, Ir-Os and laser photodynamic methods and kinetic method for Ru yielded lower values but again fixing the presence of EGP.

Also the results of analyzes carried out at the Swiss laboratories confirmed the presence of EGP at the Perlati ore body. Even in this case some divergence has been noted in the results of the analysis.

From analyzes carried out in 1995 in the MRAI chemical laboratory in Perlati ore, the result was Au = 2.75 g/ ton and Pt = 0.15 g/ton.

The basic aspect of EGP eventual presence in Perlati copper sulphur concentrations is certainly mineralogical, to confirm or not the presence of EGP mineralization in the ore paragenesis.

In Fig. 1 that belongs to the images extracted from the scanning microscope, in the construct of sample is distinguished a large pyrite granule with rounded inclusions in the matrix of the mineral and on the dendrite surface (bottom part). The figure shows the contact of the pyrite granule with the rock. Micro-inclusions are also observed in pyrite crystal. Numerous secondary variations of the initial material are observed in the sample, which is well expressed in the changes that the pyrite's grain has undergone as re-cracks of re-crystallization or as encompassing by small blocks of pyrite.

Multi-phases processing (two or more times) from the fluid leads not only to the destruction of sulphur but also to the repositioning of the useful component (in the case of platinum group minerals) in the form of noodles (Fig. 3a) or octahedral crossings (fig 3b).

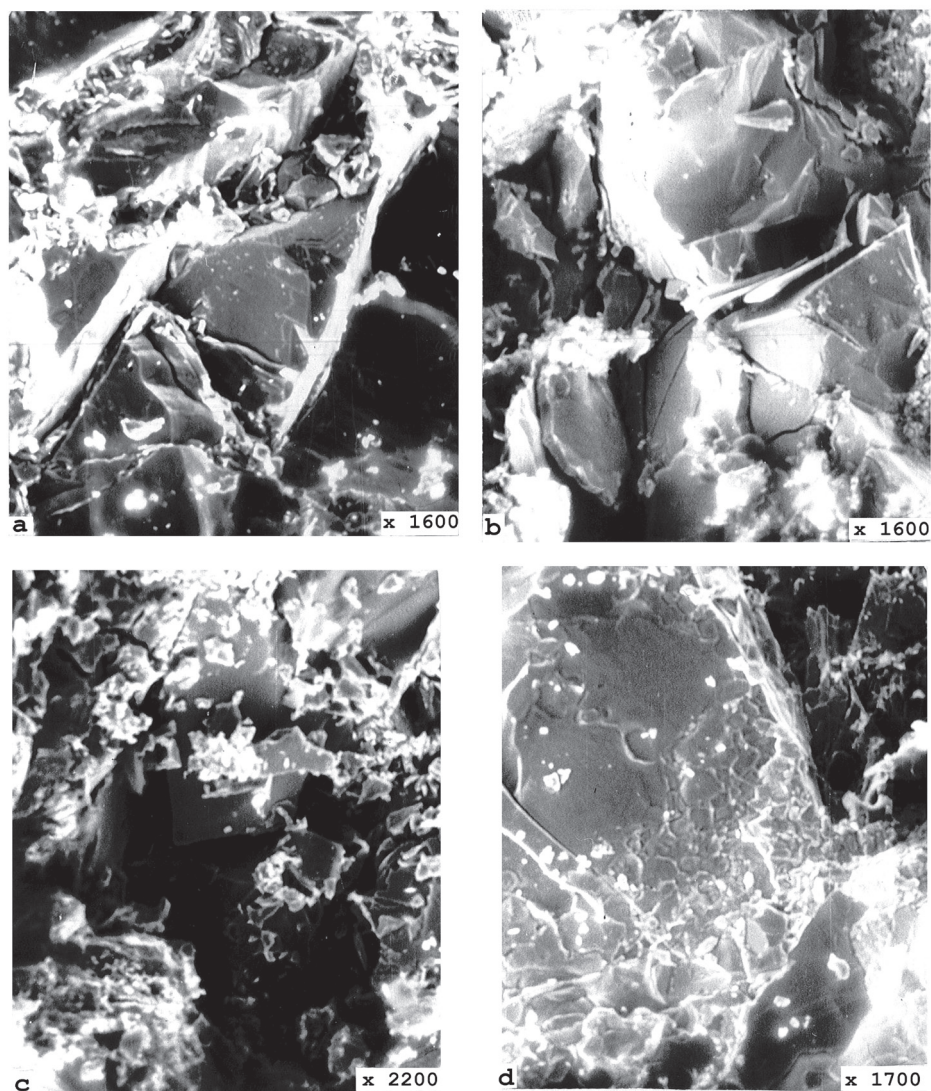


Figure 1. Micro photo with electronic microscopy scanning of Perlati's ore.

a, b, c.- Re-crystallized pyrite crystals with inclusions in micro-cracks. d. Pyrite granules circumscribed by secondary pyrite in form of blocks.

To see the dynamism of the given rock genesis, are shown the pyrite grain granules on the rock or the pyrite granules on the surface in which is observed secondary dendrites, which are identified by electron microscopy with penetration in this same pyrite are observed micro-inclusions of dendrites with great separation capability (Figures 4a, 4b).

In the replica, substances of the

dendrite were distinguished and micro-diffractometric figures were obtained, which is the mineral phase Pt_3Fe (isoferroplatinum). The micro-diffractometric figure is weak, annular because the fraction of the substance given in the replica is small.

Continuing the observation by electronic microscopy, we continue to note that the secondary changes of the substance lead

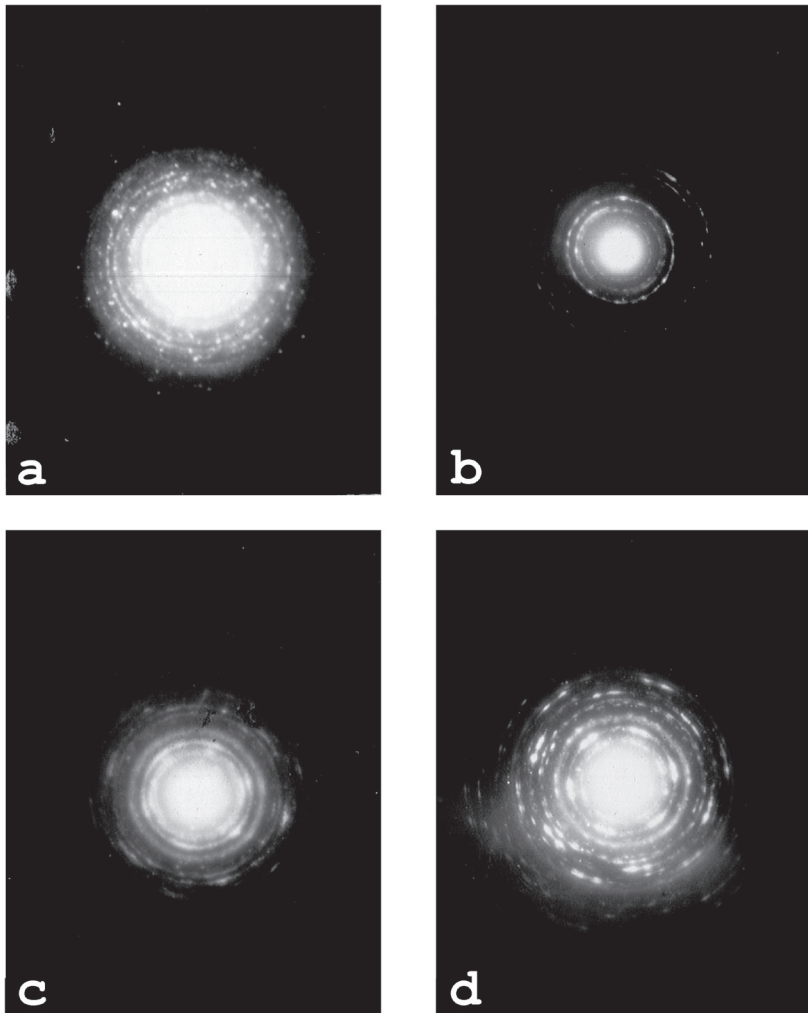


Figure 2. Figures of micro-diffraction phase $(Pt, Rh, Ru)(As, S)_2$.
a, b, c, d. The passage from fig. 2a to fig. 2 d, shows change of platinum content in component A and of sulphur content in component B of stage AB_2

to that even within the mineral forming rocks are distinguished very fine intricate of platinum mineralization. Thus, in fig. 2 are presented laminates of alumina-silicate with a reflection of basal 001 = 16.01 \AA and $110-4.46 \text{ \AA}$. The micro-diffraction performed here and shown in Fig. 2a, to 2d, determines the reflection of the sperrylite phase $(Pt, Rh, Ru)(As, S)_2$. All micro-diffraction reflections are annular but the self-reflection character gives us the right to judge that in component AB_2 ,

both in group A and group B, may change the composition from mere Pt that is in group A to simply sulphur in group B. The micro-diffractometric figures of these phases of component AB_2 [$(Pt, Rh, Ru)(As, S)_2$] are explained above.

From the sample survey, a micro-intrusion in the pyrite was observed. The study granules provided with micro-diffractometry showed that this crystal belongs to the tetragonal phase of the

Presence of EGP in sulphur concentrations of vulcanite in Albania

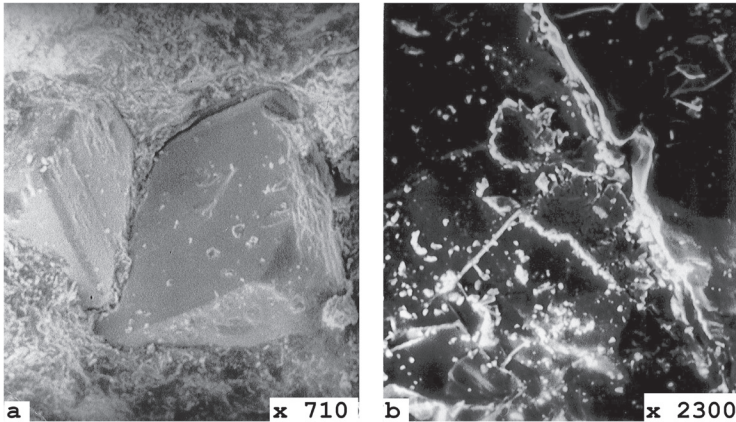


Figure 3. Micro photo with electronic microscopy scanning of Perlati's ore.

- a. Processing of sulphur from the fluid and repositioning of platinum in the laminates forms. b. Repositioning of platinum (in centre) in the form of octagonal crystals inclusions.

PtS cooperite. Also in this sample, some diffractometric analyzes of pyrite were performed and were derived figures of pyrite diffraction carried from the replicas. Continuing the study of sample from

should be emphasized that the platinum ore is not met by us in the literature available to us and therefore we will leave no label. Apparently we're dealing with a new platinum-cobalt mineral in copper mineralization.

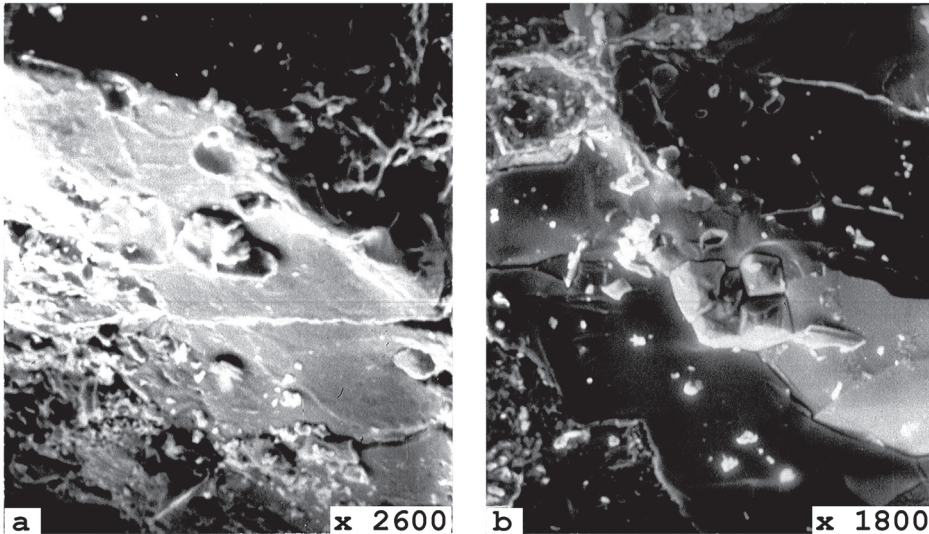


Figure 4. Micro photo with electronic microscopy scanning of Perlati's ore.

- a. A Pyrite granule in rock. b. pyrite granule with dendritic reforming on the surface.

the Perlati ore, a dendritic crystal was distinguished (a single designation), which according to the micro-diffraction data corresponds to the phase of $\text{Cu}(\text{CoPt})_2\text{S}_6$ of the cubic singony (Fig.s 5a, 5b). We

Also with electronic microscopy, several many phased inclusion in the pyrite crystal are distinguished, but they cannot precisely defined because in electronic microscope with penetration cannot be

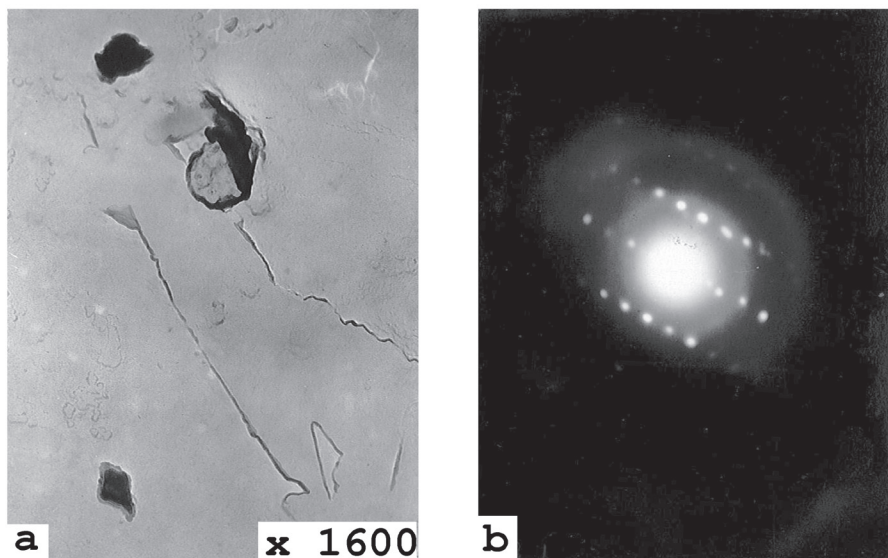


Figure 5. Micro photo with electronic microscopy scanning of Perlati's ore.

a. Dendritic re-crystallization of platinum mineralization. b. The micro-diffraction photo shows for the phase $\text{Cu}(\text{Co,Pt})_2\text{S}_6$ cubic singony.

separate substances by replicas.

Finally, it should be said that the rock is very much altered, which is reflected in the several phase changes that have undergone the pyrite, because copper sulphide ore of Perlati meets mainly platinum minerals such as sperrylite, isoferroplatinum, cooperite and the nameless $\text{Cu}(\text{CoPt})_2\text{S}_6$.

We also point out that some other minerals associated with hydro-oxides, low temperature minerals (up to 100°) that are destroyed by sample processing can be identified in the methods used.

Conclusions

The presence of low temperature EGP in the Perlat Cu ores is an important scientific fact that opens up the problem for the reassessment of Cu sulphur deposits in our country. It is understandable that these studies should have a complex geological-mineralogical-geochemical character to bring out as complete information as possible.

The presence of EGP in the hydrothermal deposits of sulphur-based copper ore in the vulcanite has been highlighted by

many foreign authors (Stumpfl, E. 1974, 1976, MaCallum M. et al., 1986, etc.). According to them it is accepted the re-immobilization and replenishment of EGP by hydrothermal fluids circulating in volcanic sequences.

Particularly characteristic are the dendritic developments of EGP in pyrite-marcasite masses considered as low temperature formations. In many cases the EGP content is considerable.

In conclusion, we can say that the presence of EGP in some sections of volcanic rocks shows particular interest. The EGP sludge aureoles appear in the central Mirdita in the areas of volcanic rocks spread in association with Au, Zn, Cu, etc. (aureole in the southeast of Kthellës, aureole in the northeast of Gojani i Poshtem).

Other similar aureoles also meet in Zall-Ndre, Zall-Dodaj, Mashtëkor, Bulshar, Preçaj, etc.).

In Perlate sulphur ore that concentrates in the basaltic andesitic sequence, the presence of isoferroplatinum in the form of secondary dendrite that develops as pyrite host is identified.

Presence of EGP in sulphur concentrations of vulcanite in Albania

The presence of low temperature EGP in copper ore is an important scientific fact that opens up a new problematic in the revaluation of sulphur deposits of our country.

Those mineralizations seem to derive from the remobilisation and redistribution of EGP by hydrothermal fluid that affect the volcanic sequences.

As highlighted by the literature, particularly characteristic are considered the detritic development of MGP in pyrite-marcasite mas, which are considered as low temperature formations.

A special attention for platinum bearing should pay to copper concentrations in our country.

REFERENCE

- Amosse, K., Le Suave, R. (1990). Geochemical investigation of Pt, Pd, Rh, Ru and Au in cobalt Rich deposits from the Tuamotu plateau (French Polinesia).
- Baturin, G.N., Dubinçuk, V.T. (1989). Mikrostrukturi zhelezo-margancevih konkrecij okeana. Atlas mikrofotografij. Moskva, "Nauka".
- Cabri, L.I. (1981). Inorganic Chemistry of the Platinum-Group Elements. Canada centre for Mineral and Energy Technology.
- Gjata, K. (1980). Petrologjia dhe perspektiva e nikelit sulfur dhe sulfureve te tjere te kompleksit gabro peridotit te Mirdites Perendimore (sektori Livadhas-Shkopet). Disertacion.
- Grazhdani, A. (1990). Pergjithësimi i aureolave të shlihave të RPSSH ne shkallë 1 :200.000 dhe rendesia e tyre metalogjenike. Disertacion.
- Gricaenko, G.S., Rubnickaja, E.S. (1961). Elektronnaja mikroskopia mineralov Moskva, "Nauka".
- Gricaenko, G.S., Zvjagin B.B. (1969). Metodi elektronnoj mikroskopij mineralov. Moskva, "Nauka" 1969.
- Huric, P. (1968). Elektronnaja mikroskopia tonkih kristalov. Moskva. Mir. 1968.
- McCallum, M.E., Loucks, R.R., Carlson, R.R., Cooley, E.F., Doerge, T.A. (1986). Platinum Metals Associated with Hydrothermal Cooper Ores of the New Rambles Mine, Medicine Bow Mountains, Wyoming. Ed. geol. v.76, 1986, 1429-1450.
- Mehmeti, B. (1977). Relacion mbi rezultatet e rievimit shlihor në shkallë 1:50.000 për rajonin Gjazuq-Cërrujë-Korçë-Leskovic. Ndërmarrja Gjeologjike Tiranë. AQTGJ.
- Mullaj, F. (1970). Raport-studim per arin. Pjesa jugore Kurbnesh. 1970.
- Shallo, M., Cina, A., Turku, I. (1995). Outline of the metallogeny of the Albanian MOR- and SSZ-type ophiolites. Documents du BRGM 244, 27-46.
- Sinojmeri, Z., Buda V., Turku A., etj. (1980). Raport mbi rezultatet e temes Qeveritare per kerkimin e mineraleve të çmuara ne Shqipëri.
- Stumpfl, E. F., Tarkian, M. (1976). Platinum genesis: new mineralogical evidence. Ee. geol. vol.71, 1976, 1451-1460.
- Tarkian, M., Liesman, W. (1990). A guide for Optical and Analytical Identification of Ore Minerals. Mineralogisch-Petrographisches Institut. University of Hamburg.
- Turku, A. (1996). Mineralizimet sulfure te Cu-Ni me EGP ne zonen tranzitore Manto-Kore e me lart. Disertacion.
- Vllaho, E. (1980). Studim mineralogjik i temes Qeveritare per metalet e çmuara.

BIOSTRATIGRAFIA E PEKTINIDEVE TË OLIGOCENIT E MIOCENIT NË SHQIPËRI. PROPOZIM PËR NJË SHKALLË BIOSTRATIGRAFIKE

PANDELI PASHKO*

ABSTRACT

Vlerësimi biostratigrafik i pektinideve të Oligocenit e Miocenit bazohet në përcaktimin e 47 specieve të 13 gjinive të tyre. Për çdo kat të Oligocenit e Miocenit dallohen bashkësite faunistike të pektinideve e speciet karakteristike të përzgjedhura. Përhapja në kohë e hapësire dhe vlera biostratigrafike e tyre është bashkëlidhur me bashkësite njëmshore në stratotipet e kateve dhe në rajonet e tjera Europiane me studiueshmëri të lartë në Provincën Mesdhetare e atë të Paratetisit. Rezultatet më të mira janë me bashkësitë e Basenit Piemontes dhe atij të Venetos në Italinë Veriore, më pak me atë të Akuitanisë në Francë dhe Paratetisit Qendror. Studimi shoqërohet me analizën e shkurtër paleoekologjike dhe plotësohet me Shkallën Biostratigrafike paraprake të pektinideve për Shqipërinë, e përbërë nga 8 përhapje-përputhëse biozona.

Fjalë kyç: biostratigrafi, pektinidet, Oligocen-Miocen, shkalla biostratigrafike. HShTh

Hyrje

Pektinidet përbëjnë një nga grupet fosile me rëndësi të veçantë për studimin e biostratigrafisë e paleogeografisë së depozitimeve oligocenike e sidomos atyre miocenike në Provincën Mesdhetare dhe në atë të Paratetisit në sajë të evolucionit relativisht të shpejtë e të pranisë së guackës gëlqerore, që ruhet shumë mirë e fosilizuar. Ata kanë qenë objekt i studimeve stratigrafike nga fundi i shekullit të 19-të e në vazhdim, por sidomos gjatë dhjetë vjecarëve të fundit, kur në baze të studimit të tyre janë përpiluar shkallë biostratigrafike, si për Provincën Mesdhetare (Demarcq 1990, 1992, ben Moussa & al 1992), ashtu edhe për rajone të veçanta të Provincës së Paratetisit, për Hungarinë, Poloninë (Studencka 1999), dhe Austrinë (Mandic 2007). Përpilimi i shkallës biostratigrafike të pektinideve është veçanërisht i nevojshëm dhe i përshtatshëm për depozitimet e facieve litorale, të cilat jo vetëm se janë të varfra në fosile planktonike (foraminifere, nannoplankton etj), por përmbajnë edhe shumicën e pektinideve. Në vendin tonë, studimi e vlerësimi biostratigrafik i pektinideve ka qenë trajtuar me përparësi

në të gjitha studimet stratigrafike të kryera ndër vite për depozitimet oligocenike e miocenike të pasqyruara në listën e literatures dhe, nisur nga vlera e lartë biostratigrafike e tyre, shumica e gjinive ka qenë pasqyruar në botime monografike të veçanta (Pashko 1963, 1965, 1974). Pektinidet oligocenike takohen kryesisht në facien molasike të Hullisë Shqiptaro-Thessaliane (në vazhdim HShTh), ndërsa ata miocenike, si këtu, ashtu edhe në të gjithë përhapjen e ketyre depozitimeve në zonat e jashtme tektonike, sidomos në Ultësiren Pranëadriatike dhe atë të Tiranës (Fig. 1) dhe rezultatet mbi shpërndarjen stratigrafike të tyre tregojnë vlerën e lartë në ndarjen biostratigrafike të këtyre depozitimeve. Studimi bazohet në nxjerrjen e analizën e të dhënave biostratigrafike dhe në krahasimin e tyre me bashkësitë faunistike njëmshore të rajoneve me studiueshmëri të lartë në Provincën Mesdhetare, sidomos me Basenet e Piemontes dhe të Venetos në Italinë e Veriut, Basenin Akuitan në Francë dhe me Paratetisin Qendror (Austri, Hungari, Poloni). Vlerësimi i të dhënave biostratigrafike të autoreve të parë për këto basene është plotësuar

*Instituti i Gjeoshkencave, Energjisë, Ujit e Mjedisit. Rr. Don Bosko Nr. 60. Tiranë.
e-mail: pandipashko@yahoo.com

me të dhenat e botimeve rivleresuese të 20 viteve të fundit (Bonci et al 2000, Bongrain 2003, 2015, Bongrain et al. 1994, 2004, Zunino et al 2009). Emërtimi i njësive kronostratigrafike të rangut kat në këtë studim bëhet në përputhje me shkallën kronostratigrafike standarte dhe me “Prerjet Stratotipe Globale” (Lirer et al. 2011). Kështu, Burdigalian i poshtëm i studimeve e botimeve të me parshme përbën katin Burdigalian, ai i sipërm katin Langhian dhe Helvecian, katin Serravalian. Korrelimi i kateve rajonale të Paratetisit Qendror me ata Mesdhetare pranohet si më poshtë: Kiscelian (Rupelian i sipërm - Hatian i poshtëm), Egerian (Hatian i sipërm - Akuitanian), Eggenburgian, Otnangian e Karpatian (Burdigalian), dhe Badenian (Langhian - Serravalian). Në këtë studim për herë të parë bëhet analiza e përhapjes në kohë e hapësirë e bashkësive fosile e specieve karakteristike të pektinideve oligocenike e miocenike dhe korrelimi biostratigrafik i tyre me ata njemoshorë në Basenin Mesdhetar e atë të Paratetisit.

Materialet e Metodat

Si material kryesor për këtë studim kanë shërbyer pektinidet e koleksioneve makrofaunistike të mbledhura për një kohë të gjatë, mbi 30 vjetare ne depozitimet oligocenike e miocenike të vendit. Pektinidet oligocenike kanë qenë mbledhur kryesisht në depozitimet molasike të HShTh, kurse ata miocenikë, në të gjithë territorin e Shqipërisë, veçanërisht në Ultësirën Pranëadriatike dhe në atë të Tiranës. Pjesa kryesore e materialit vjen nga prerjet e detajuara stratigrafike të pershkruara në kuadrin e të gjitha studimeve stratigrafike për depozitimet Paleogjenike e Miocenike (Adrianova et al 1961, Pashko 1961, Papa al. 1962a, Pashko et al 1969, 1973). Pjesën tjetër e përbëjnë koleksionet e mbledhura në prerjet stratigrafike të kryera për kërkimin e qymyreve, si dhe koleksionet paleontologjike të grupeve të rievimit e kërkimit gjeologjik të përpunuara nga autori në Institutin e Gjeologjisë. Po ashtu, janë analizuar e reflektuar përfundimet biostratigrafike më të fundit për rajonin e Moravës (D. Marku 2000). Me qenë

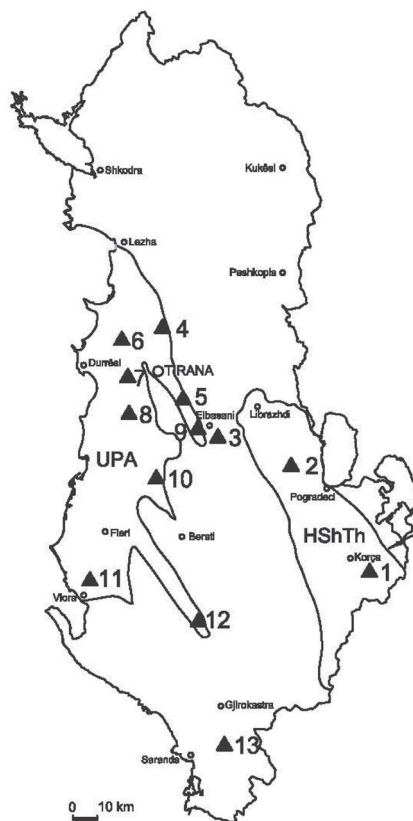


Figura 1. Vendosi gjeografike e vendgjetjeve (prerjeve stratigrafike) të pektinideve.

Vendgjetjet: 1- Korçë (Moravë, Shpëskë, Vinçan). 2- Mokër (Guri i Kamies, Golik). 3- Llixhat e Elbasanit. 4- Bordi lindor i Ultësires së Tiranës, (Dajt, Fushë Kruje, Vau i Dejës). 5- Qafë Krrabë (Plangaricë, Guri i Kalerit, Petrelë). 6- Prezë e Radë. 7- Erzen. 8- Kavajë. 9- Bishqem. 10- Lushnjë, Roskovec. 11- Vlorë (Selenicë, Kanine, Zvërnec). 12- Memaliaj. 13- Mesopotam (Delvinë).

Figure 1. Geographic position of pectinide stratigraphic sections.

1. Korçë (Moravë, Shpëskë, Vinçan). 2- Mokër (Guri i Kamies, Golik). 3- Llixhat e Elbasanit. 4- Bordi lindor i Ultësires së Tiranës, (Dajt, Fushë Kruje, Vau i Dejës). 5- Qafë Krrabë (Plangaricë, Guri i Kalerit, Petrelë). 6- Prezë e Radë. 7- Erzen. 8- Kavajë. 9- Bishqem. 10- Lushnjë, Roskovec. 11- Vlorë (Selenicë, Kanine, Zvërnec). 12- Memaliaj. 13- Mesopotam (Delvinë).

se pektinidet kanë guackë gelqerore, në përgjithësi, ata ruhen mirë të fosilizuar, kryesisht në trajtë guacke, shumica si valva të ndara, zakonisht të plota, por që kërkojnë kujdes të veçantë gjatë nxjerrjes nga shkëmbi. Pektinidet me guackë

të plotë, më të pakët, janë mbledhur kryesisht në shtresat gelqerore ose organogjene-klastike (bioklastike), kurse nga gëlqerorët litotamnike të plotë ato nxirren me vështirësi. Ranoret e varfër në material gëlqeror përmbajnë pektinide në trajte bërthamash të jashtme. Veçanërisht të pasura me pektinide janë shtresat organogjene-klastike, që takohen si në facien e cekët shelfore ashtu edhe në atë basenore. Keta pektinide përfaqësohen kryesisht nga ekzemplarë guackë trashë e të fortë, shumë të skulpturuar e me koveksitet të ndryshëm, zakonisht valva të ndara dhe mjaft prej tyre përmbajnë vraga të shkaktuara, me sa duket, nga dallgëzimi e transporti në basen. Në facien e thellë basenore Langhiane e pjesërisht Serravaliane të poshtme, të populluar nga organizma të ujrave të thella si Pteropoda (gastropode pelagjike), Aturia aturi (cephalopod) e foraminifere planktonike, pektinidet kanë guackë të hollë e të rrafshuar, janë më pak të larmishëm e në sasi specimesh të kufizuar dhe takohen zakonisht të përqëndruar në shtresa argjilore-mergelore të veçanta. Shtresat bioklastike që takohen midis prerjes monotone argjilore-mergelore të facies basenore përmbajnë pektinide të ardhur nga pjesa detare e cekët në mjedis më të thellë, basenor. Revizionimi i taksonomisë e sistematikës së pektinideve, sidomos në rangun e gjinive, në këtë studim bazohet në të dhenat e propozuara në botimet speciale të 20 viteve të fundit për këtë grup fosil (Demarcq 1990, 1992, Ben Moussa & Demarcq 1992, Studencka 1999, Mandic 2004, 2007, Bongrain 2004, 2015, Bongrain et al 1994). Në përfundim të studimit janë percaktuar në total 47 specie të 13 gjinive të pektinideve, të cilat paraqiten në Tab. I.

Litostratigrafia, përmbajtja e analiza paleoekologjike e pektinideve

Studimi i përhapjes së pektinideve në depozitimet oligocenike e miocenike të vendit tonë tregon, se shpërndarja e shpeshmëria e tyre lidhet ngushtë me karakterin facial të depozitimeve. Përfaqësuesit më të hershëm të tyre janë mbledhur në ndërthurjen e depozitimeve

detare klastike me shtresa gëlqerorësh koralore rifore (Formacioni i Drenicës, Rupelian i vonshëm), që përmbajnë korale e molusqe te bollshme detare, midis tyre edhe pektinide. Në vazhdim, depozitimet Hatiane, përbehen nga mergelet e kaltra fosilmbajtëse, kryesisht me bivalvore (Mergelet me Chama), që vazhdojnë me ndërthurjen e mergeleve e argjilave të kaltra me ranore shtresorë e masivë (Formacioni i Plases) karakterizohen nga një bashkësi më e pasur sidomos në individë. Duke filluar në Akuitanian e gjatë gjithë Miocenit në të gjithë përhapjen e tij në Shqipëri, pektinidet kanë formuar bashkësi në sasi relativisht më të madhe specimesh e individesh e me përhapje të gjerë paleogeografike, sidomos në Provincën Mesdhetare. Depozitimet akuitaniane përfaqësohen kryesisht nga seri argjilore, pjesërisht flishoidale dhe me shtresa ranorësh organogjeno-klastike relativisht të shpeshta të përbëra nga guacka molusqesh me ruajtje jo të plotë ose foraminiferesh të mëdhenj, që ndërthuren me ranore masive e konglomerate. Burdigaliani përfaqësohet kryesisht nga një seri argjilore-mergelore me ndershtresa të holla ranore e alevrolitësh, shpesh, në baze me gelqerorë litotamnike të fuqishëm e me pak konglomerate, zakonisht me molusqe detare, midis tyre pektinide të zonës së cekët pranëbregdetare. Shumë i veçantë për nga përbërja litologjike e lloji i pektinideve, kati Langhian përfaqësohet nga një seri monotone e fuqishme mergelesh të kaltra me shtresa të rralla organogjene-klastike (bioklastike), ose gëlqerore-ranorë masive me molusqe, litotamniume, briozoare etj (në Moravë). Mergelet e kaltra përmbajnë një bashkësi pektinidesh të pasur me specie guackëholla e delikate, treguese të kushteve faciale basenore të thella, kurse bashkësia e ndërshtresave të pakta gëlqerore-ranore ose organogjene-klastike përbëhet nga specie guackëtrasha e të skulpturuara. Veçanërisht të pasura me molusqe detare, midis tyre edhe me pektinide, janë depozitimet kryesisht ranore serravaliane, sidomos ato që ndërtojnë bazën e serisë transgresive me

pako gelqeroresh litotamnike. Me qenë se pjesa më e madhe e depozitimeve tortoniane përfaqësohet nga një seri jo detare kryesisht qymyrbajtëse, vetëm pjesa e poshtme dhe ajo më e sipërme detare e tij përmbajnë bashkësi molusqesh detare relativisht më të varfër në pektinide. Së fundi, Mesiniani përfaqësohet nga seria gipsmbajtëse karakteristike për gati gjithë Provincën Mesdhetare dhe në të nuk janë gjetur pektinide. Nga trajtimi i mësipërm i ndërtimit litologjik të depozitimeve dhe përmbajtja e tyre me pektinide del, se shumica e pektinideve takohet në shkëmbinj pak a shumë karbonatike, në shtresat organogjeno-klastike (bioklastike), në osë pranë gelqerorëve të pastër (sidomos atyre litotamnike) të facies së cekët, pranëbregdetare zakonisht në biotope të pasura me lithothamniume, korale, briozoare etj. Kjo tregon se ata, në përgjithësi kanë qenë banorë të zonave të shelfit detar, kryesisht të pjesës së mesme e të sipërme të tij dhe kanë pëlqyer (preferuar) e janë shpërndarë sidomos në faciet organogjene gëlqerore me substrat të fortë, më pak në ato argjilore të truallit detar. Vetëm grupi i veçantë i tyre me guackë të hollë e delikate (Amussium s.l.) kanë populluar zonën më të thellë basenore, (depozitimet mergelore-argjilore), kryesisht në Langhian, ku ata takohen me shumicë dhe më pak, në pjesën e poshtme të Serravallianit me zhvillim gradual të shoqëruar nga Aequipecten, të cilët përhapen edhe në thellësi të detit, larg bregut. Për rrjedhim, pektinidet shërbejnë, jo vetëm si tregues të biostratigrafisë, veçanërisht për depozitimet e formuara në zonen e shelfit të detit, ku prania e formave planktonike është e pakët, por edhe të kushteve ambientale të formimit të depozitimeve. Në varësi dhe ndikim të drejtpërdrejtë të biofacies së preferuar, gjatë evolucionit relativisht të shpejtë, grupet e veçanta të tyre kanë përfutur karakteristika morfologjike të veçanta të guackës së tyre gelqerore, e cila ruhet shumë mirë e fosilizuar në depozitimet detare oligocenike e ato miocenike. Pektinidet oligocenike e miocenike

fosile kanë qenë të gjithë forma detare stenohaline e bentonike, dhe i përkasin gati tërësisht epifaunës dhe vetëm përfaqësuesit e grupit me guacke të holle e delikate (Parvamussium, Propeamussium), që duke jetuar të zhytur në pjesën e sipërme të truallit të basenit të thellë, përbëjnë një grup të veçantë ndërmjet epifaunës e endofaunës. Për nga mënyra e ushqimit pektinidet i përkasin organizmave filtratore, që ushqehen duke shfrytëzuar pezullinë (suspensionin) organike të ujrave detare fundore. Shumica e tyre janë forma përkohësisht (shumica e Chlamys e disa Flabellipecten) ose përgjithmonë të palëvizshëm, të shtrire mbi substrat (Pecten me njërin valvë të sheshte e tjetrën shumë të kupshuar, Chlamys me guackë të madhe, Flabellipecten e Gigantopecten), disa të pakët të mberthyer me anën e bisuit (disa Chlamys) ose të çimentuar në shkëmb (Hinnites), por disa janë forma përkohësisht të lëvizshme (disa Pecten, Flabellipecten e Chlamys sidomos Pecten me njerën valve shumë të kupshuar), të aftë për notim aktiv, që duke hapur e mbyllur shpejt e me forcë valvat, notojnë në mënyrë reaktive në distanca të shkurtëra e shkundin kështu nga trupi materialin llumor, që fundëron në truall.

Biostratigrafia e Paleobiogeografia

Biostratigrafia bazohet në speciet karakteristike të perzgjedhura që renditen në Tabelën 2.

Oligocen Kati Rupelian. Në HSHTH depozitimet kryesisht ranorë me thjerrëza konglomeratesh e shtresa rife gelqeroresh koralore shumë të pasura në molusqe detare dhe makroforaminiferin rupelian Nummulites fichteli (Formacioni i Drenices) në Moravë përmbajnë një bashkësi relativisht të varfër pektinidesh, të përbërë nga Costellamussiopecten deletus (MICHELOTTI), Cst. ? oligosquamosus (SACCO), Pecten hofmanni GOLDFUSS. Prej tyre, Cst. deletus specie me përhapje në të gjithë Oligocenin është mbledhur edhe në Bishqem të Elbasanit dhe në Basenin Piemontes (Italia VP), ashtu si edhe Cst. ? oligosquamosus janë përcaktuar në Tongriano (Sacco 1897),

që sipas të dhënave të fundit (Bonci et al 2000), përbën Rupelianin e sipërm - Hatianin e poshtëm, kurse në të gjithë Provincën Mesdhetare, takohet në Tunizi, Algjeri, Basenin e Akuitanisë (Francë) e në Siri (Demarcq 1990). Po ashtu, kjo specie është përcaktuar në Rupelian të sipërm - Hatian të poshtëm të vazhdimit të HSHTH, në Greqi (Wielandt-Schuster 2004). Në Paratetisin Qendror Cst. deletus karakterizon pjesën më të sipërme të Kischelianit (Mandic 2007). P. hofmanni takohet në Oligocën të sipërm të Astrup të Gjermanisë Veri-Perendimore (Diedrich 2012), e në Burdigalian të Spanjës (De Porta 1969).

Kati Hatian. Mergelet e blerta me shtresa ranore (Mergelet me Chama) dhe ranorët shtresore që kalojnë në masive e ndërthuren me mergele të blerta (Formacioni i Plases), në HSHTH përmbajnë mjaft molusqe detare me moshë hatiane, midis tyre disa pektinide të pasur në individë. Kjo bashkësi përbëhet nga Pecten arcuatus BROCCHI, specie me guackë konvekse, relativisht të vogël por të fortë, që është takuar në Chattian të Moravës dhe në Shpozë të Dajtit (Oligocen-Akuitanian i zones së Krujes) (Pashko 1962, 1963). Ai pranohet si specie tipike e Tetisit s. l. që shfaqet në Eocen të sipërm e arrin deri në kufirin Oligocen/Miocen (Bongrain 1992, Boschele et al 2011, 2016), kurse sipas G. Demarcq (1990) është specie tipike e Oligocenit që nuk kalon në Miocen dhe në Provincën Mesdhetare takohet në Stampian s.l. të sipërm e sidomos në Hatian. Ashtu si edhe në gjithë Provincën Mesdhetare, si dhe në Greqinë Veriore (Wielandt-Schuster 2004), në Hatian të Moravës P. arcuatus shoqërohet nga Cst. deletus. Në këtë bashkësi pektinidesh bëjnë pjesë edhe P. hofmanni e Aequipecten oligoflabellatus SACCO, ky i fundit në Basenin Piemontes (Sacco 1897) karakterizon Tongrianin.

Miocen i poshtëm Kati Akuitanian Depozitimet akuitaniane përfaqësohen nga një seri kryesisht argjilore me shtresa të ndryshme ranore, në Moravë edhe konglomerate dhe përmbajnë një bashkësi pektinidesh relativisht të

pasur në tërësi miocenike, sidomos në Moravë e në Luginën e Kushës (Elbasan) të shoqëruar nga Lepidocyclina të shumta. Kjo bashkësi përbëhet nga Lentipecten subdenudatum PASHKO e Costellamussiopecten northamptoni (MICHELOTTI) (me shumicë), që sëbashku me Lepidocyclina të shumta në Kushe, brenda mergeleve gri e të kaltra, ndërtojnë një shtresë bioklastike me trashësi 0,2-0,3 m. Njëkohësisht Cst. northamptoni është mbledhur me shumicë në pjesën e sipërme argjilore të prerjes akuitaniane mbi Gurin e Capit në Moravë e mbi Gurin e Kamies në Mokërr, dhe rishfaqet në Langhian të Moravës, kurse në Akuitanian të sipërm të Llixhave të Elbasanit ai shoqërohet nga F. burdigalensis spinosella SACCO. Në Basenin e Akuitanisë Cst. northamptoni shfaqet në Akuitanian në pjesën jugore të Luginës së Rhonës, dhe takohet në Korsikë, në Sardenjë, dhe në Basenin Piemontes (në Kodrat e Torinos), duke qenë formë karakteristike e Akuitanianit, vazhdon në Burdigalian të poshtëm (Zunino et al 2009), në Spanjë përhapet nga Burdigaliani i sipërm në Serravalian (de Porta 1969), kurse në Provincën e Paratetisit shfaqet në Egerian e vazhdon në Burdigalian (Csepregy-Meznerics 1960, Demarcq 1990). Specia tjetër Cst. vinassai (UGOLINI) e mbledhur në depozitimet akuitaniane në Shpëskë të Voskopojës (Fm. i Shpëskës), në Basenin Piemontes përcakton Akuitanianin (Sacco 1897). Në bashkësinë e pektinideve akuitaniane bëjnë pjesë gjithashtu Cst. cristatus (BRONN) i përcaktuar në prerjen e Plangaricës e P. vezzanensis OPPENHEIM, që takohet në bazën e prerjes akuitaniane të Moravës. Po ashtu, Chlamys tauroperstriata SACCO, me përhapje stratigrafike më të gjerë në Miocen, është mbledhur në Akuitanian të prerjes së Erzenit dhe Lumit të Kushës, në Burdigalian e Serravalian të prerjes së Erzenit dhe në Basenin Piemontes kalon në Burdigalian të poshtëm (Zunino et al. 2009). Në këtë bashkësi bëjnë pjesë dhe pektinide me përhapje stratigrafike nga Mioceni deri në Pliocen si Aequipecten scabrellus LAMARCK i mbledhur në prerjen

e Moravës e Plangaricës, në Serravallian opercularis (LINNE), që takohet në Moravë të prerjes së Erzenit, Prezës e Zvërnecit, e në Prezë, si edhe në Serravallian të në Tortonian të Prezës e Romsit, si dhe A. Erzenit e Zvërnecit.

Tabela 1. Lista taksonomike e plotë dhe përhapja stratigrafike dhe gjeografike e specieve pektinide të Oligocenit e Miocenit në Shqipëri.

Shkurtimet: Cst.- Costellamussiopecten; P.- Pecten; Ch.- Chlamys; Lnp.- Lentipecten; F.-Flabellipecten; Op.- Oppenheimopecten; O.- Oopecten; A.- Aequipecten; Pv.-Parvamussium; Pp.-Propeamussium; G.- Gigantopecten; Cr.- Crassadoma. 1, 2 ... vendjetet e pektinideve si në Fig. 1.

Table 1. Complete taxonomic list and stratigraphical and geographic dispersion of the Oligocene and Miocene pectinides species in Albania.

Abbreviations: Cst.- Costellamussiopecten; P.- Pecten; Ch.- Chlamys; Lnp.- Lentipecten; F.-Flabellipecten; Op.- Oppenheimopecten; O.- Oopecten; A.- Aequipecten; Pv.-Parvamussium; Pp.-Propeamussium; G.- Gigantopecten; Cr.- Crassadoma. 1, 2 ... geographic position shown in Fig. 1.

Speciet/ Katet	Rupel	Chat	Akuit	Burdi	Langh	Serraval	Torton
<i>Costellamussiop. deletus</i> (MICHELOTTI)	1	1, 9					
<i>Cst. oligosquamosus</i> SACCO	1						
<i>Pecten hofmanni</i> GOLDFUS	1	1					
<i>P. arcuatus</i> (BROCCHI)		1					
<i>Aequipecten oligoflabellatus</i> SACCO		1					
<i>Lentipect. corn. subdenudatus</i> (PASHKO)			5				
<i>Cst. northamptoni</i> (MICHELOTTI)			1, 2		1		
<i>Cst. vinassai</i> (UGOLINI)			1				
<i>Amussium ? cristatus</i> (BRONN)			5	1, 5, 13	1, 7	7, 11	11
<i>P. vezanensis</i> OPPENHEIM			1				
<i>Flabellipecten burdigal. spinosella</i> SACCO			3				
<i>Chlamys tauperstriata</i> SACCO			5, 7	7	7		
<i>A. opercularis</i> (LINNE)			1	7	1, 6	7, 11	
<i>A. scabrellus</i> (LAMARCK)			1, 5	7		6, 7, 11	6. 11
<i>Cst. pasini</i> (MENEHINI)				1			
<i>Cst. ? martelli</i> (UGOLINI)				1			
<i>Oopecten rotundatus</i> (LAMARCK)				3			
<i>F. burdigalensis</i> (LAMARCK)				1	1		
<i>Cst. cristatus badense</i> (FONTANNES)					1, 5, 11		
<i>Cst. haveri</i> (MICHELOTTI)				1		7	
<i>Parvamussium felsineum</i> (FORESTI)					7	7	
<i>Pv. fenestratum</i> (FORBES)					7	7	
<i>Pv. duodecimlamellatum</i> (BRONN)					1		11
<i>Propeamussium anconitanum</i> (FORESTI)					1, 7		
<i>P. paulensis</i> FONTANNES					3	7	
<i>P. revolutus</i> MICHELOTTI					1, 3	5, 7	
<i>Gigantopecten nodosiformis</i> (PUSCH)					6		
<i>Ch. justiana</i> (FONTANNES)					13		
<i>A. submalvinae</i> (BLACKENHORN)					1. 13		
<i>Lnp. corneus denudatus</i> (REUSS)				1	1	4, 5, 10, 12	
<i>P. beudanti</i> BASTEROT						5, 7	
<i>P. fuchsi</i> FONTANNES						2	
<i>P. grayi</i> MICHELOTTI						5, 7, 11	11
<i>Amussiopecten expansus</i> (SOWERBY)						11	
<i>F. solarium</i> (LAMARCK)						4, 7, 10, 11	
<i>F. calaritanus</i> (MENEHINI)						4	
<i>F. fraterculus</i> (SOWERBY)						4	
<i>F. herrmansenni</i> (DUNKER)						4	
<i>G. latissimus</i> (LAMARCK)						4, 5, 7	
<i>G. aff. latissimus</i> (LAMARCK)						11	
<i>G. albinus</i> (TEPNER)						5	6
<i>Ch. cf. elegans</i> (ANDERZEJOWSKI)						7	
<i>Ch. radians</i> (NYST)						7	6
<i>A. malvinae</i> (du BOIS)						5, 7, 11	
<i>P. vigalenensis</i> (FONTANNES)							8
<i>Oppenheimopect. aduncus</i> (EICHWALD)							6
<i>Crassadoma multistriata</i> (POLI)					1		6

Kati Burdigalian. Ndryshe nga depozitimet paraardhëse, Burdigaliani në përgjithësi dhe sidomos, kur ai vendoset transgresivisht në HSHTH, si dhe në një pjesë të zonave të jashtme përfaqësohet nga depozitime të cekëta, pranëbregore e me shtresa të fuqishme gelqeroresh litotamnike dhe përmban pektinide të facies së cekët pranëbregore. Relativisht shumë i shpeshtë në depozitimet e këtij kati është *Flabellipecten burdigalensis* (LAMARCK), që takohet në numur të madh ekzemplarësh në bazën e prerjes me gëlqerore litotamnikë në Moravë e në buzën perendimore të Fushës së Korçës dhe vazhdon me ekzemplare të rrallë në Langhian (Fm i Sinicës).

Edhe pse sipas Demarcq (1990) ai shfaqet në Akuitanian të Basenit të Akuitanisë sëbashku me *Cst. northamptoni*, në studimet e fundit pranohet si specia tip e stratotipit (Leognian, Akuitani) të katit Burdigalian (Lirer et al 2011).

Në Basenin e Piemontes fillimisht është shënuar si specie akuitanian-helveciane (Sacco 1897), por në studimet e fundit në Kodrat e Torinos (Zunino et al. 2009) ai përcaktohet në Burdigalian të mesëm. Po ashtu takohet në Burdigalian të sipërm të Spanëes (De Porta 1969), kurse në Provincën e Paratetisit shfaqet në Egerian të sipërm dhe arrin në Eggenburgian (Demarcq 1990). Në prerjen e Moravës *Fl. burdigalensis* shoqërohet nga *Cst. ? martelli* (UGOLINI) e *Cst. cf. northamptoni* me ruajtje të dobët, ndërsa në Vinçan të Korçës është përcaktuar *Cst. pasinii* (MENEHINI), specie burdigaliane e Sardenjës (Ugolini 1907), që në Paratetisin Qendror takohet në Egerian të poshtëm (Mandic 2007), kurse në Iran (Fm. Qom) në Burdigalian të poshtëm (Reuter al. 2009). Në Burdigalian të Llixhave të Elbasanit është mbledhur gjithashtu *Oopecten rotundatus* (LAMARCK), i cili edhe pse nga autorët e parë (Sacco 1897) në Basenin Piemontes e atë të Akuitanisë është pranuar si specie Akuitanian-Helveciane, studimet e fundit (Bongrain 2015) kanë vertetuar, se në këto basene, shtresat me *O. rotundatus* i përkasin Burdigalianit të

poshtëm. Përhapja stratigrafike e tij në Provincën e Paratetisit pranohet: në Austri në Egerian (Mandic 2006), në Hungari Egerian i sipërm dhe në Poloni Karpatian (Studencka 1969), kurse në Greqi (pjesa JL e HShTh) në depozitimet burdigalian-langhiane (Weilandt-Schuster al 2004). *Cst. cristatus* (BRONN) është përcaktuar në prerjen e Plangaricës, Mesopotamit e Moravës, por është më e shpeshtë në Langhian-Serravallian të poshtëm të Erzenit. Në Provincën Mesdhetare takohet në Burdigalian e në Helvecian-Tortonian të Piemontes (Sacco 1897), në Burdigalian të sipërm e Helvecian të Spanjës (de Porta 1969), kurse në Provincën e Paratetisit, në Badenian të poshtëm të Polonisë (Studencka 1999) e në Burdigalian-Badenian të Hungarisë (Dulai 1996). Njëkohësisht, në depozitimet burdigaliane u përcaktuan gjithashtu pektinide me përhapje stratigrafike më të gjerë si *Ch. tauroperstriata*, *A. opercularis*, *A. scabrellus*.

Mioceni i mesëm Kati Langhian Në përshtatje me kushtet ambientale të facies së qetë basenore, në Langhian ndodh një rinovim shpërthyes i bashkësisë së pektinideve, i cili karakterizohet me mbizotërimin e formave me guacke të holle e delikate, përfaqësues të gjinisë *Parvamussium*, relativisht të shpeshta në individë së bashku me *Aturia aturi*, kurse shtresat organogjene-klastike të vendosura midis prerjes mergelore-argjilore permbajnë pektinide guackë trashë. Karakteristike për këtë kat është specia *Cst. cristatus badense* (FONTANNES), që është përcaktuar në Langhian të prerjeve Plangarice, Mesopotam e Morave, dhe në Provincën Mesdhetare shfaqet për herë të parë në Burdigalian, në Spanjë Burdigalian i sipërm e arrin në Messinian, kurse në Provincën e Paratetisit karakterizon Badenianin e poshtëm të Austrisë (Grund Fm, Mandic 2004) e të Polonisë (Studencka 1999, 2015), si dhe *Lentipecten corneus denudatus* (FONTANNES) në Moravë, që pranohet si specie Mesdhetare me përhapje nga Burdigaliani në Serravallian. Pektinidet guackëholle e delikate të gjinisë

Parvamussium në të gjithë përhapjen biostratigrafike e biogeografike të tyre nga fundi i Oligocenit deri në Pliocen, (disa jetojnë edhe në ujrat detare të sotme), lidhen me facien basenore argjilore-mergelore të baseneve të ndryshme, dhe në vendin tonë, për herë të parë e me shumice, takohen po në këtë facie të Langhianit. Prej tyre, Parvamussium felsineum (FORBES) e Pv. fenestratum (FORBES), të mbledhur në Langhian të Erzenit, por që kalojnë edhe në Serravallian të poshtëm. Në Basenin Piemontes ato shënohen si specie të Helvecianit (Sacco 1897) dhe arrijnë në Pliocen, kurse në Provincën e Paratetisit Pv. felsineum është përshkruar në Karpatian e me shumicë në Badenian të poshtëm, kurse Pv. fenestratus në Badenian (Studencka 1999, Studencka et al 1998, 1912, Harzhauser et al 2011). Po ashtu, në Langhian të Moravës takohet P. duodecimlamellatum (BRONN), specie që në Piemonte të Italisë shënohet me përhapje nga Serravalliani e deri në Pliocen (Sacco 1897), kurse në Paratetisin Qendror Hungari karakterizon Badenianin

e poshtëm (Studencka 1999, Studencka al. 1998). Specia tjetër Propeamusium anconitanum (FORESTI) takohet në Langhian të prerjes së Erzenit e të Moraves dhe në Basenin e Piemontes të Italisë në Burdigalian-Helvecian (Sacco 1897). Në bashkësinë e pektinideve bëjnë pjesë edhe speciet e afërta, me njëjërën valvë te guackës mjaft konvekse - grifoidale Pecten revolutus MICHELOTTI e P. paulensis FONTANNES të mbledhur në shtresat gëlqerore ose ranore bioklastike midis prerjes së fuqishme mergelore-argjilore langiane dhe të sjelle nga dallgëzimi e rrymat pranëbregdetare nga zona neritike në atë më të thellë. Duke u shfaqur në Burdigalian të Francës juglindore, ato migrojnë në kohë e hapësirë drejt Juglindjes në të gjithë Mesdheun dhe arrijnë deri në pjesën jugore të tij, në Egjypt në Tortonian (Mongin 1977). Në Provincën e Paratetisit takohen në Karpatian të Austrisë (Mandic 2004, 2006), në Badenianin e poshtëm të Hungarisë e në Badenian e Polonisë (Studencka 1999).

Tabela 2. Përhapja biostratigrafike e specieve pektinide kryesore. Shkurtimeve e emertimeve të gjinive si në Tab.1
Table 2. Bio-stratigraphic dispersion of main pectinide species. Abbreviations are given in Tab.1

OLIGOCEN		MIOCEN I POSHTEM		MIOCEN I MESEM		MIOCEN I SIPERM		EPOKAT
Rupel.	Hatian	Akuitanian	Burdigalian	Langhian	Serravalian	Tortonian	Messinian	KATET / SPECIET
								1. <i>Cst. deletus</i>
								2. <i>Cst. ? oligosquamosus</i>
								3. <i>P. hofmanni</i>
								4. <i>P. arcuatus</i>
								5. <i>A. oligoflabellatus</i>
								6. <i>Cst. northamptoni</i>
								7. <i>Cst. vinassai</i>
								8. <i>Cst. pasini</i>
								9. <i>Cst. ? martelli</i>
								10. <i>Cst. haveri</i>
								11. <i>F. burdigalensis</i>
								12. <i>O. rotundatus</i>
								13. <i>Cst. cristatus badense</i>
								14. <i>Pr. anconitanum</i>
								15. <i>G. nodosiformis</i>
								16. <i>Ch. justiana</i>
								17. <i>A. submalvinæ</i>
								18. <i>Lnp. corneus denudatus</i>
								19. <i>Am. expansus</i>
								20. <i>P. beudanti</i>
								21. <i>P. fuchsi</i>
								22. <i>P. grayi</i>
								23. <i>F. solarium</i>
								24. <i>F. calaritanus</i>
								25. <i>A. malvinæ</i>
								26. <i>P. vigolenensis</i>
								27. <i>Op. aduncus</i>

P. revolutus është mbledhur në Langhian të Moravës e Mesopotamit (Delvine), por me shumicë takohet në Serravallian të Erzenit e Gurit të Kalerit (Pashko 1964), kurse P. paulensis është ndeshur në shtresat organogjene-klastike të Langhianit në Llixhat e Elbasanit. Në shtresat bioklastike të Moraves janë mbledhur Crassadoma multistriata (POLI) dhe guacka të coptuara të Cst. cf. northamptoni (?). Ne prerjen e Erzenit e në Kashar është mbledhur Gigantopecten nodosiformis (PUSCH), pektinid me guackë të madhe e të fortë karakteristik për këtë kat, që në basenin Mesdhetar karakterizon Burdigalianin e sipërm (Langhianin) (de Porta 1969, Demarcq 1990), ashtu si edhe në Paratetis fundin e Burdigalianit, kryesisht Badenianin (Studencka 1999, Mandic 2007, Mikuz 2009), por takohet rrallë deri në Tortonian (Mandic 2004). Në Mesopotam është përcaktuar Chlamys justiana (FONTANNES), që në Provincën e Mesdheut përmendet në Burdigalian të Luginës së Rhonës (France), Korsikës e Sardenjës, kurse në Spanjë në Burdigaliani të sipërm dhe është e rrallë në Provincën e Paratetisit (de Porta 1969, Demarcq 1990). Dhe në fund Aequipecten submalvinae (BLACKENHORN) që është mbledhur në Burdigalian të Moravës e në Burdigalian-Langhian të Mesopotamit është e shpeshte në Burdigalian–Langhian të Greqisë Veriore (Wielandt-Schuster al. 2004) dhe takohet në Ottnangian të Paratetisit Qendror (Mandic)

Kati Serravallian. Dallohet për bashkësinë shumë të pasur e të larmishme të pektinideve në varësi të përbërjes faciale të prerjes litostratigrafike.

Në prerjen e vazhdueshme nga Langhiani në Serravallian, pjesa e poshtme e tij, kryesisht argjilore-mergelore me shtresa të holla ranorësh, shpesh bioklastike (Zona Orbulina universa Prillo al. 1992) përmban bashkësi pektinidesh me guacke të hollë e delikate, si Pv. felsineum, Pv. fenestratum e Cst. cristatus, që vijnë nga Langhiani dhe shoqërohen nga cefalopodi Aturia aturi. Prania e kësaj bashkësie faunistike dëshmon për formimin e kësaj pjese të prerjes serravalliane në facien

e thellë basenore. Ne shtresat e holla ranore bioklastike takohen Lentipecten corneus denudatus (REUSS), Cst. cristatus badense, Cst. haveri (MICHELOTTI), A. malvinae (du BOIS) A. fasciculata (MILLET), A. cf. elegans ANDRZEJOWSKI, A. radians (NYST), Crassadoma multistriata (POLI). Prej tyre, Lentipecten corneus denudatus që është takuar edhe në Langhian të Moraves, është mbledhur me shumicë në prerjen e Erzenit, të Petrelës, Lushnjës e Memaliajt (Fm Amanikajt), si dhe në Vaun e Dejës dhe është një specie karakteristike mesdhetare, që shfaqet në Burdigalian e kalon në Serravallian (Lugina e Rhones, Baseni i Piemontes) e deri në Messinian të Atlantikut Lindor, kurse në Provincën e Paratetisit përmendet në Karpatian e Badenian (Studencka 1999, Mandic 2004). Në shtresat bioklastike të Serravallianit të poshtem të Erzenit është përcaktuar Cst. haveri. Njëkohësisht Aequipecten malvinae (du DUBOIS), që takohet në prerjen e Petrelës e të Erzenit e Kaninës, në Provincën Mesdhetare shfaqet në Burdigalian është e shpeshtë në Miocen të mesëm dhe arrin në Tortonian (de Porta 1969, Demarcq 1990), kurse në Provincën e Paratetisit takohet në Badenian (Fm Grund) të Basenit Alpino-Carpathian (Harzhauser al 2003, Mandic 2004, 2007) dhe në Badenian të sipërm të Polonisë (Studencka 1999). Po ashtu, në prerjen e Erzenit janë përcaktuar Ch. cf. elegans specie paratetiane e Badenianit të poshtëm, si dhe A. radians, specie Tortoniane e Provancës (Francë), por që në Itali kalon në Pliocen, kurse në Paratetis (Poloni) përcakton Burdigalianin (Studencka 1999, Studencka al 1998).

Pjesa e sipërme e Helvecianit, si në rastin e zhvillimit gradual, ashtu edhe me vendosje transgresive në pjesët anësore lindore të Ultësires Praneadriatike, asaj të Tiranës dhe në Golik të Librazhdit është detritike, kryesisht ranore e me shtresa organogjenu-guackore (bioklastike) e pako gëlqeroresh litotamnike, të cilat janë formuar në kushte të përshtatshme të basenit për zhvillimin me shumicë të pektinideve të mëdhenj e guackëtrashë. Bashkësia e pektinideve e kësaj pjese të Serravallianit përbehet nga

specie me guacke të trashe që takohen sidomos në shtresat ranorë-gelqerore bioklastike dhe karakterizohet nga prania me shumicë e përfaqesuesve të gjinive Pecten e Flabellipecten. Prej tyre, *P. beudanti* është mbledhur në prerjet e Erzenit e Guri i Kalerit dhe në krahinën e Piemontes të Italisë takohet në Burdigalian (Zunino et al 2009) e kalon në Serravallian (Sacco 1897), ndërsa *P. grayi* që është takuar në prerjet e Erzenit dhe Gurit të Kalerit dhe me shumicë në atë të Vlorës e kalon edhe në pjesën më të sipërme të Tortonianit (Martelli e al.1910, Pashko 1963). Takohet në pjesën perendimore të Provincës Mesdhetare (Marok), ku shfaqet në Langhian, është i zakonshëm në Serravallian të Basenit Adriatiko-Piemontes, në Egje e në Lindjen e Afërt (Orient), i shpeshtë në Tortonian në të gjithë Mesdheun dhe arrin deri në Messinian (në Marok) (Sacco 1897, Martelli al 1910, Demarcq 1990, Ben Moussa e Demarcq 1992). Në Fushë Krujë, në Kaninë të Vlorës e në Golik është përcaktuar Pecten fuchsi FONTANNES, që në Provincën Mesdhetare shfaqet në Burdigalian, është i zakonshëm në Langhian dhe arrin në Serravallian (Elveziano, Sacco 1897) e Tortonian të Spanjës (de Porta 1969, Demarcq 1990), kurse në Provincën e Paratetisit takohet në Hungari e Austri (Demarcq 1990). Po ashtu, në prerjen Guri i Kalerit është mbledhur *P. revolutus* e në atë të Erzenit *P. paulensis*, të cilët vijnë nga Langhiani. Në Serravallianin transgresiv të Kaninës (Vlorë), është përcaktuar specia e rrallë *Amussiopecten expansus* (SOWERBY), që në Provincën Mesdhetare shfaqet në Burdigalian të Portugalisë e të Francës (Bordo), drejt lindjes në Sardenjë, Egjypt vazhdon në Serravallian (Pashko1974, Demarcq 1990), kurse në Greqinë veriore është përcaktuar në Burdigalian-Langhian (Wielandt-Schuster al 2004). *Flabellipecten solarium* është një specie që është ngateruar shpesh me specie të afërta (Roger 1930, Pashko 1974), sa që dhe vitet e fundit revizionimi taksonomik i tij është trajtuar në një studim të veçantë (Bongrain 2013). Në Shqipëri ai takohet me shumicë

në serinë transgresive serravalliane gjatë buzës lindore të Ultësirës së Tiranës, në pjesën e sipërmë të Serravallianit të prerjes së Erzenit, në Roskovec e në Prerjen e Zvernecit dhe është shumë i përhapur në Provincën e Mesdheut. Pranohet si specie tipike e Serravallianit të mesëm - të sipërm (Bongrain, 2013), dhe ndeshet më shumicë në Serravallian të Algjerisë, Akuitanisë, Spanjës, Italisë, Kretës (de Porta 1969, Demarcq 1990), kurse në Provincën e Paratetisit është përshkruar në Badenian të poshtëm të Austrisë (Grund Fm, Mandic 2004) e Hungarisë (Dullai 1996). Specia tjetër *Amussiopecten expansus* (SOWERBY), mjaft e rrallë, është takuar vetëm në Serravallianin transgresiv të Kaninës (Vlorë), por në Provincën Mesdhetare shfaqet në Burdigalian të Portugalisë e të Francës (Bordo) dhe drejt lindjes në Sardenjë, Egjypt vazhdon në Serravallian (Pashko1974, Demarcq 1990). Po ashtu, ajo është përcaktuar në Burdigalian-Langhian të Greqisë Veriore (Wielandt-Schuster al 2004). Specia tjetër, *Fl. hermannseni* (DUNKER), i afërt me *Fl. burdigalensis* është mbledhur në Fushë Krujë dhe takohet në Burdigalian të sipërm të Portugalisë, në JL të Francës, në "Helvetien s.s." të Zvicrës, në Ottnangian të Paratetisit Perendimor (Demarcq 1990) dhe të Gjermanisë Jug-Lindore (Schneider et al 2014). Në buzën lindore të Ultësirës së Tiranës është mbledhur *Fl. calaritanus* (MENEHINI), specie e afërt me *F. solarium* (Bongrain, 2013), i cili në Provincën Mesdhetare është i shpeshtë në Serravallian por kalon në Tortonian, si dhe *Fl. fraterculus* (Sowerby), që është i rrallë në Provincën Mesdhetare dhe në Greqi takohet në Tortonianin transgresiv (Demarcq 1990). *Gigantopecten latissimus* (BROCCHI), një pektinid me guacke masive dhe lehtësisht të përcaktueshme, është takuar në serinë transgresive rrëzë Dajtit, në prerjen e Gurit të Kalerit, Erzenit si dhe në Tortonian të prerjes së Prezës. Në Provincën Mesdhetare përmendet në Tortonian të Mesdheut Perendimor (në Alboran e Marok deri në Kalabri) e me shumicë në Pliocenin e gjithë Mesdheut

(Ben Moussa et al. 1992). Në Spanjë takohet nga Burdigalian i sipërm deri në Pliocen (de Porta 1969), kurse në Paratetis në Badenian e Tortonian të Slovenisë (Mikuz 2009). Ekzemplare të ngjashëm me këtë specie janë përcaktuar në Zvërnec si Gigantopecten aff latissimus (BROCCHI). Në prerjen e Petrelës është mbledhur G. albinus (von TEPNER), që në Mesdheun Perendimor shfaqet në Langhian dhe duke vazhduar më lart përbën një specie "gati" karakteristike Tortoniane (Ben Moussa et al 1992). Specia mjaft karakteristike për këtë kat Aequipecten malvinae (DUBOIS), është ndeshur në prerjet e Petrelës, Erzenit e të Vlorës, dhe në Provincën Mesdhetare shfaqet në Burdigalian e arrin në Tortonian (de Porta 1969, Demarcq 1990), në Itali në Elveciano (Sacco 1897), kurse në Provincën e Paratetisit në Badenian të Basenit Alpino-Carpathian (Harzhauser al 2003, Mandic 2004) Badenian të poshtëm të Hungarisë (Dulai 1996) e në Badenian të sipërm të Polonisë (Studencka 1999). Po ashtu, A. bollenensis (MAYER-EYRMAIR) me perhapje të gjerë në Miocen e A. radians (NYST), që kalon nga Langhiami në Serravalian (Curville al 2003) janë përcaktuar në prerjen e Erzenit.

Mioceni i sipërm Kati Tortonian. Bashkësia e pektinideve të Tortonianit është relativisht më e pakët dhe ata takohen në pjesën e sipërme të prerjes litostratigrafike, me qenë se pjesa tjetër, me e madhe e saj, përfaqësohet nga depozitime të facies së ujrave të ëmbëlsuara e qymyrbajtëse. Kjo bashkësi përbëhet kryesisht nga specie me përhapje me të madhe stratigrafike, që kalojnë nga Serravaliani e disa vazhdojnë edhe më lart, por prej tyre

disa janë me shpeshmëri më të madhe në këtë kat. Kështu, Pecten vigolenensis (FONTANNES) është takuar me shumicë në Tortonian të rajonit të Kavajës (Fm. i Mengejt) (Pashko1970) e sëbashku me Oppenheimopecten aduncus (EICHWALD), në prerjen e Radës (Fm. i Radës). Në provincën Mesdhetare specia e parë takohet në Elveciano të Piemontes (Sacco 1897), kurse në Spanjë arrin në Pliocen (De Porta 1969). Op. aduncus, në Spanjë takohet në Burdigalian të sipërm (de Porta 1969), në Hungari në Miocen të mesëm, në Poloni në Badenian dhe në Basenin Strymon (Greqia Veriore) në Pontian. Pecten grayi MICHELOTTI, që është përcaktuar me shumicë në Serravalian, në Vlorë takohet në pjesën më të sipërme të Tortonianit.. Gigantopecten latissimus është mjaft i shpeshtë në Tortonian të Prezës (Fm i Radës) dhe në Provincën Mesdhetare shfaqet rrallë në Langhian, kalon në Serravalian e deri në Pliocen, por pranohet si specie karakteristike për Tortonianin (Demarcq 1990, Ben Moussa et al. 1992). Së fundi specia Crassadoma multistriata (POLI) takohet në Tortonian të Radës (Fm i Radeë) sëbashku me A. scabrellus e A. bollenensis. Ato janë forma miocenike që ashtu si edhe në Italinë Veriore përhapen deri në Pliocen (Sacco 1897), në Spanje nga Burdigaliani i sipërm në Pliocen, kurse në Provincën e Paratetisit, në Poloni, Cr. multistriata karakterizon Badenianin (Studencka 1969). Në depozitimet Tortoniane të Selenicës janë mbledhur gjithashtu Cst. cristatus dhe Pv. duodecimlamellatum (Fm i Koculit) (Marku et al 1990), që po ashtu, kalojnë në Pliocen.

PECTINIDES OF OLOGOCENE AND MIOCENE BIOSTRATIGRAPHY IN ALBANIA. PROPOSAL FOR A NEW BIOSTRATIGRAPHIC SCALE.

(SUMMARY)

The above stratigraphic and paleobiogeographic spread of oligocenic and miocene pectinides shows that those oligocenic meet mainly in the molaric facies of the HSHT while they are Miocene, both here and in the tectonic external areas, especially in the Lowland and the Lowlands of Tirana. They form relatively rich species in specimens and specimens of biostratigraphic value similar to single-species faunistic communities of highly studied regions in the Mediterranean Province, which are reflected in the following Biostratigraphic Scale consisting of 8 Spread-matching Biozona (Taxon range Biozone).

1. *Costellamussiopecten deletus* – *Cst. oligosquamosus* Oligocen Rupelian.
2. *Cst. deletus* - *Pecten arcuatus* Chattian
3. *Cst. northamptoni* – *Cst. vinassai* Miocen Aquitanian
4. *Flabellipecten burdigalensis* - *Oopecten rotundatus* Burdigalian
5. *Cst. cristatus badense* - *Gigantopecten nodosiformis* Langhian
6. *Lnt. corneus denudatus* - *Aequipecten malvinae* Serravalian i poshtem
7. *Flabellipecten solarium* – *Amussiopecten expansus* Serravalian i siperem
8. *P. vigolenensis* - *Oppenhejmopecten aduncus* Tortonian

REFERENCAT

- Adrianova, K. I., Mjatluk, E.V., Pashko, P., Safonova, E. S., Papa A. 1961. Stratigrafia srednego Miocena Allbanii. (Rusisht): 570 pp.
- Anderson H. J. 1958 a. Die Pecteniden des Niederrheinischen Chatt. Fortschr. In der Geologie von Rheinland und Westf. Bd. 1-2.
- Anderson H. J. 1958 b. Zur stratigraphie und Paleontologie des marinen Oberoligocen und Miocenen Niederrheischen Auf Grund der Mollusken fauna. Fortsch. Geolog. Rheinsch. und Westf. 1.
- Ben Moussa, A. Demarcq, G. 1992. Temporal and spatial distribution of neogene pectinids' communities in Western Mediterranean. Paleontologia i Evolucio. 24-25, 175-183.
- Bongrain, M. 1992. Le role heterochronies du development dans l'apparition et la diferenciation de Gigantopecten (Pectinidae, Bivalvia) neogenes. Esquisse de la phylogenie du groupe. Geobios vol. 25: 77-85.
- Bongrain, M. 1993. "Chlamys melli": un morphe, plus o moins teratologique de Gigantopecten nodosiformis (PUSCH) (Pectinidae, bivalvia) du Neogene de la Tethys occidentale. Geobios, vol. 26, issue 6: 685-697.
- Bongrain, M.. 2003. Revision de Flabellipecten solarium (Lamarck 1819) (Mollusc, Bivalvia, Pectinidae) du Miocene moyen et superieur de l'Ancien Monde. Biodiversitas, 25, 4, 657-679.
- Bongrain, M. 2015. Revision of Pecten rotundatus (LAMARCK, 1819) (Mollusca, Pectinidae) from the Burdigalian outcrops of France and Italy. Abstract. Geologischen Rundschau.
- Bongrain, M., Cahuzac. B., Freneix, X. 1994. Amussiopecten (Castellamussiopecten praehaueri, new subgenus, new species (Pectinidae, Bivalvia) early Aquitanian of Aquitaine. Consideration of the Costellamussiopecten lineage. Abstract. Biodiversitas 25, 4: 657-679.
- Bongrain, M., Cahuzac, B. 2004. Cristatopecten nov. gen. benoisti ((Pectinidae, Bivalvia du Chattien d'Aquitaine (France) Revision systematique et reflexions sur l'origine et evolution de Cristatopecten. Abstract. Geobios, vol 37, nr. 4, 488-515.
- Boschele, S., Gatto, R. Bernardi, M., Avenzini, M. 2011. Fossili cenozoici della Valsugana. Catalogo della "Collezione Boschela", Parte I. Studi Trentini di Scienze Naturali 88, 219-309.
- Boschele, S., Gatto, R., Bernardi, M., Bosellino, F. 2016. Fossili cenozoici della Valsugana. Catalogo della "Collezione Boschela", Parte II. Studi Trentini di Scienze Naturali 95, 1-73,
- Cossmann, M., Peyrot, A. 1914. Conchologie neogenique de L'Aquitaine. Actes Soc. Linnenne Bordeaux 58. Pelecypoda.
- Csepregy-Meznerics, I. 1960. Pectinides du Neogene de le Hongrieet, leur importance biostratigraphique. Mem. Soc. Geol. France, n. s. 39, 92, 1-58.
- Curville, Ph., Bongrain, M. 2003. Les Pectinides miocenes de faluns (ouest de la France) Interests biostratigraphiques des associations. Ann. De paleont. 89 : 125-151.
- De Porta, A. (1969). Catalogo sistematico y estratigrafico de las Pectinidos del Neogeno del NE de Espana (exempto Baleares). Acta Geologica Hispanica, t. IV. Nr. 5, 135-142.
- Demarcq, G., 1967. Stratotypes et biostratigraphie du Neogene. Essai de Methodologie. Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, N.S. 14. 29-32.
- Demarcq, G., 1970. Enquete mechanographique internationale sur la repartition Paleogeographique et Biostratigraphique des Pectinides Neogenes des bassins Circum-mediterraneens. Gionale di Geologia (2), XXXV, Fs. 1, 239-300.
- Demarcq, G. 1990. Pectinides Neogenes : Proposition d'echele Biostratigraphique pour la Mediterranee. Geobios no. 23, fasc.2, 149-159.
- Demarcq, G. 1992. Biostratigraphic scale of Mediterranean Neogene pectinids. Paleontologia i Evolucio, no. 24-25, 439- 444.
- Deperet, Ch., Roman, F. 1902-1928. Monographie des Pectinides neogenes de l'Europe et des regions voisines. Mem. Soc. Geol. Fr. 26: 168 p.; n.s., 10,169-194
- Diedrich, C. G. 2012. Paleocology, facies and stratigraphy of shallow marine macrofauna from Upper Oligocene (Paleogene) of the northern Pre-North Sea Basin of Astrup (NW Germany). Centr. Europ. J. of Geosciences. 4 (1), 163-187.
- Dullai, A. 1996. Taxonomic composition and palaeoecological features of the Early Badenian (Middle Miocene)

Biostratigrafia e pektinideve të Oligocenit e Miocenit në Shqipëri. Propozim për një Shkallë Biostratigrafike

- bivalve fauna of Szob (Borzony Mts Hungary). *Annal. Hist.-Natur. Musei Natur. Hungarici* 88,31-56.
- Fabiani, R. 1915. Il Paleogene del Veneto. *Mem. Ist. Geolog. R. Univ. Padova*. Vol. III, 1-336, 9 tav.
- Lirer, F., Iaccarino, S. 2011. Mediterranean Neogene historical stratotype sections and Global Stratotype Section and Point (GSSP) state of the art. *Ann. Naturhist. Mus. Wien, serie A*. 113, 60-144.
- Mandic, O. 2004. Pectinid Bivalves from the Grund Formation (Lower Burdigalian), Middle Miocene Alpine Karpathian Foredeep- Taxonomie revision and stratigraphy significance. *Geologica Carpathica* 55, 2, 129-146.
- Mandic, O. 2006. Proposal for a new Central Paratethys pectinid bivalve zonation. *Geophysical Research Abstracts* vol 8.
- Mandic, O., Harzhauser, M. 2003. Mollusc from the Badenian (Middle Miocene) of the Gaidorf Formation (Alpine Molasse Basin NE Austria)-taxonomy, paleoecology and biostratigraphy. *Ann. Naturhist. Mus., Wien* 104A, 65-127.
- Mandic, O., Piller, W. E. 2001. Pectinid coquinas and their palaeoenvironmental implications-examples from the early Miocene of northeastern Egypt. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoec.*, 172, 171-191.
- Marku D. 2000. Biostratigrafia dhe mjediset e sedimentimit te depozitimeve mollasike te rajonit te Korces ne baze te makrofossileve. 38 p. 9 tab. Unpublished. (in Alban.).
- Marku, D., Vaso, P., Pashko, P. 1990. Te dhena te reja per biostratigrafine edhe ndertimin gjeologjik te rajonit Selenice-Kocul-Penkove. *Bul. Shkenc. Gjeologjike*, 3, 67-79.
- Martelli, A., Nelli, B. 1910. Il Miocene medio e superiore di Valona in Albania. *Boll. Soc. Geol. Italiana*. Vol. XXIX: 513-551.
- Michelotti, G. 1847. Descriptions des fossils des terrains Miocenes de l'Italie septentrionale. *Natuurkundige Verhandelingen van de Hollandische Maatschappij obo Wetenschappen* 2, 1-408.
- Michelotti, G. 1861. Etude sur le Miocene inferieur de l'Italie Septentrionale. *Mémoire publie par la Societe Hollandaise des Sciences*, 15, 1-183.
- Mikuz, V. 2009. A Middle Miocene scallop from Dobneska vas in Dolenjska, Slovenia. *Folia Biologica et Geologica* 50/2 : 79-89.
- Papa, A., Pashko, P. 1962a. Stratigrafia e Miocenit te poshtem ne Shqiperi. *Studim*.
- Papa, A., Pashko, P. 1962b. Mioceni i mesem ne Shqiperi. *Studime Gjeologjike te USHT*. V. I.
- Papa, A., Pashko, P. 1965. Depozitimet transgresive te oligoceni e miocenit te poshtem ne pjesen juglindore te zones se Mirdites. *Permb. Stud.*, 2:89-103.
- Papa, A., Pashko, P. 1966. Mioceni i poshtem ne Shqiperi. *Bul. USHT., Ser. Shkenc. Natyr.* 4: 53-78.
- Papa, A., Pashko, P. 1970. Seksioni Miocenic. *Gjeologjia e Shqiperise*, 123-139.
- Pashko, P. 1961. Pelecipodi Srednego Miocena Albanii. *Studim*: 178f.
- Pashko, P. 1963. Gjinia Pecten ne Miocenin e Shqiperise. *Bul. USHT., Ser. Shkenc. Natyr.* 1: 67-77, t. I-III.
- Pashko, P. 1964. Studimi biostratigrafik i Miocenit te poshtem ne baze te molusqeve ne Shqiperi. *Bul. USHT, Ser. Shkenc. Natyr.* 1 :51-62. .
- Pashko, P. 1965. Pektinidet Miocenike ne Shqiperi: Gjinite Amussium dhe Variamussium. *Permb. Stud.* 1: 113-124, t. I-II.
- Pashko, P. 1965. Mbi transgresionin e Helvecianit te siperm ne Vaun e Dejes. *Bul. USHT. Ser. Shkenc. Natyr.* 2: 49-57.
- Pashko, P. 1974. Disa perfaqesues miocenike te Gjinise Flabellipecten (Pectinidae). *Bull. Shk. Natyr.* 1: 47-64, t. I-IV.
- Pashko, P. 1977. Biostratigrafia, molusqet dhe nomenklatura e depozitimeve Oligocenike te Moraves. *Permb. Stud.* 3: 63-86.
- Pashko, P., Garori, Sh., Myftari, A. 1969. Stratigrafia e Tortonianit (pjeserisht) dhe Messinianit ne Zonat e jashtme te Shqiperise. *Studim*:
- Pashko, P., Papa, A., Huta, B., Myftari, A. 1973. Stratigrafia e depozitimeve Paleogjenike dhe Neogjenike te zones Mirdita. *Studim* 564 f.
- Pimpirev, Ch., Beratis, I. 2010. Lithostratigraphy of the Miocene sedimentary sequences in Strimon Basin, Northern Greece. *Compte Rend. Acad. Bulg. Scien. Geologie, Stratigraphie*, Tom 63, 8, 1177-1190.
- Robba, E. 1968. Molluschi del Tortoniano-Tipo (Piemonte). *Riv. Ital. Paleon. Stratigr.* Vol. 74, 2
- Roger, J. 1939. Le genre Chlamys dans les formations neogene de l'Europe. *Mem. Soc. Geol. Fr. N.s.* 4 : 294 p.
- Sacco, F. 1897. I Molluschi dei Terreni Terziarii del Piemonte e della Liguria. *R. Accad. Sci. Torino, Parte XXIV*.
- Schneider, O. 2006. Klassische Fundstellum in NW Deutschland:1. Der Doberg bei Bunde, Westfalen. *Steinkern de Fossilien-Community Abb.* 10, 5 taf.
- Schneider, S., Mandic, O. 2014. Middle Ottnangian (late Burdigalian) molluscs from the Rott Valle (SE Germany): Ultimate marine faune of the Western Paratethys. *Paleont.* 2, 88, 375-403.
- Stefanini, G. 1915. Il Neogene del Veneto. *Mem. Ist. Geolog. R. Univ. Padova*. Vol. III, 339-624, 17 tav.
- Studencka, B. 1999. Remark on the Miocene bivalve zonation in the Polish part of the Carpathian Foredeep. *Kwartalnik Geologiczny*. January.
- Studencka, B., Gontsharova, I. A., Popov, S. 1998. The bivalve faunas as a basis for the reconstruction of the Middle Miocene history of the Paratethys. *Acta Geologicae Polonicae* 48, 3, 285-342.
- Studencka, B., Pryszyzhnyuk, V., Ljul'eva, S. First record of the bivalve species *Parvamussium fenestratum* (Forbes, 1844), from the Middle Miocene of the Paratethys. *Geological Quarterly*, 56:3 :513-528.

Pashko P.

- Ugolini, R. 1906-1908. Monographie dei pettinidi neogenici della Sardegna. Parte I-III. *Palaeont. Ital.* Vol. XII-XIV.
- Venzo, S. 1934. I fossili del Neogene Trentino, Veronese e Bresciano. *Palaeont. Ital.*, 34.
- Venzo, S. 1937. La fauna Cattiana delle Glauconie Bellunesi. *Mem. Ist. Geol. Univ. 13.* Padova.
- Waller, Th. R., Bongrain, M. 2006. Case 3343. *Gigantopecten Rovereto 1899 and Lissochlamys Sacco 1897 (Mollusca, Bivalvia, Pectinidae): proposed conservation.* *Bull. Zoolog. Nomenclature* 63, 3: 155
- Zunino, M., Pavia, G. 2009. Lower to middle Miocene Mollusc assemblages from the Torino Hills (NW Italy): synthesis of new data and chronostratigraphical arrangement. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 115, 3: 349-370.

**MBI ALTERNATIVËN E RITJES SË TOKËS NË ZHVILLIMIN GJEOTEKTONIK TË ALBANIDEVE,
(APO PLLAKAT TEKTONIKE TË TOKËS NË RITJJE)**

Thanas GJATA*

ABSTRAKT

E veçanta në këtë artikull është që, nën këndvështrimin e Rritjes së Tokës, bëhet korrelacioni i zonave tektonike sipas ngjarjeve që kanë shkaktuar katet strukturorë, në lidhje me zhvillimin e zonës tektonike ofiolitike Mirdita, dukuritë e së cilës nuk mund të jenë ngjarje në vetvete, fare të shkëputura dhe pa gjurmë në zonat fqinje; sidomos në zonën kufitare Krastë-Cukal. Mandej, në këtë kuadër, argumentohet si pa baza dhe subjektive ndarja në Albanide veriorë (apo Dinaride) dhe në Albanide Jugorë (apo Helenide).

Fjalë kyçe: *Ofiolite, Krastë-Cukal, Kat strukturor, Rritje e Tokës, Thelbi i bërthamës*

Hyrje

Problemi i zhvillimit gjeologjik të Albanideve, si një segment fragmentar i ngushtë dhe i shkurtër në Vargmalin e Dinarideve të brezit të rrudhosur Alpe-Himalaje, lidhet ngushtë me formimin dhe pozicionin e zonës tektonike Mirdita, veçanrisht me kontaktin e sajë me zonën tektonike Krastë-Cukal. Tashmë, është evidentuar nga shumë studime se Zona Mirdita është formuar nga procese analoge me ato që vërehen sot në çarjet e kreshtave mes-oqeanike të krejt rruzullit tokësor, objekt studimi në kuadrin e Tektonikës globale. Kontakti i Mirditës me Zonën Krastë-Cukal përfaqëson një limeament tektonik mbizhvendosës ndërkontinental që del jashtë kufijve të Albanideve si kufi i brezit përkatës ofiolitik me zonat tektonike të jashtme, prandaj njohja e tipareve të brezit të këtij kontakti merr një rëndësi të veçantë për të nxjerr në dukje zhvillimin unik dhe të diferencuar të zonave tektonike sipas ndërtimit të kateve strukturorë. Ky lineament gjatësor i ndanë Albanidet në të Jashtëm dhe të Brendshëm sipas kriterit gjeotektonik, aspak artificialisht siç ndahen në Veriorë e Jugorë. Në kuadrin e rolit të brezit ofiolitik në zhvillimin e Albanideve prioritet ka marrë

alternativa e Tektonikës së Pllakave, duke lënë në hije Zgjerimin e pabazuar në ndonjë shkak (Owen, H. 1983). Në kuadrin e këtij artikulli, nuk mund të përkrahim Zgjerimin pa ndonjë mekanizëm që e shkaktonte, por konkretisht, aplikojmë teorinë e Rritjes së Tokës prej transformimit të materies në bërthamë; në thelbin e bërthamës të ultrangjeshur qysh nga origjina kozmike.

Zhvillimi gjeotektonik unik i Albanideve

Termi Albanide përdoret me kuptimin “gjeologjia e Shqipërisë” dhe përfshin tërsinë e strukturave brenda Shqipërisë (Vranai, A. Shallo, M. 1985) dhe, për të, nuk gjendet asnjë përkufizim që të shpreh ndonjë nocion të veçantë strukturor. Albanidet zënë vetëm një segment perëndimor në pjesën qendrore të Sistemit Malor të Dinarideve, dalin si degëzim nga rrëza e Alpeve drejt Juglindjes gjersa kufizohen me Tauridet në Azi të Vogël (Qirinxhi, A. 1971). Karakteristikë e ndërtimit strukturor të Albanideve (trojeve të Shqipërisë) është klasifikimi në zona tektonike, të cilat nuk mund të renditen artificialisht në Dinaride dhe Helenide (Aubouin, J., Ndojaj, I. 1964), përshtatur përkatësisht në Albanide Verior dhe Albanide Jugor, ndarje subjektive

*Instituti i Studimeve dhe Projektmeve Gjeologjike Tiranë. Në pension

që përdor një segment të lineamentit ndërkontinental të mbizhvendosjes së Mirditës mbi Krastë-Cukal, intervalin nga Bryli pranë Lisnës (Shkodër) deri në Pejë. Ky interval s'ka asnjë karakteristikë dalluese gjeologo-strukture për një klasifikim të tillë gjeotektonik (Shehu, V. 1967) dhe në këtë drejtim është dokumentuar mirë vazhdimësia e kontaktit mbihijjes Mirditë-Krasta-Cukal (Shehu, V., Gjata, Th. 1990; 1991).

Në këtë artikull, duke u bazuar në materialin faktik, në tërësi të mirënjohur, por edhe edhe në përvojat personale e të përbashkëta të pasqyruara në publikimet përkatëse (Gjata, Th., etj. 1985; Gjata, Th., etj. 1989) dhe studime të veçanta (Shallo, M., Vranai, A., etj. 1985) por më qartë nga

integrimi në Gjeologjinë e Shqipërisë në disa botime (nga Grup Autoresh 2002), si teksti shpjegues i Hartës Gjeologjike të Shqipërisë (2002), apo si lënde universitare (Vranai, A., Shallo, M., etj. 1999), jam përpjekur për të nxjerrë më mirë në pah se zonat tektonike i kanë kaluar së bashku ngjarjet e globale dhe janë zhvilluar me pasoja të diferencuara dhe elementë të përbashkët në korrelacion me katet strukturorë dhe Zonen ofiolitike Mirdita.

Koncepti i ndërtimit dhe rrënimit të strukturave të Albanideve, tashmë bazohet tek mekanizmi i Tektonikës së Pllakave dhe pretendohet se hapja e tipit oqeanik dhe formimi i ofiolitëve të Mirditës ka ndodhur gjatë Jurasikut të Sipërm. Përveç ceneve të Tektonikës së Pllakave, këtë

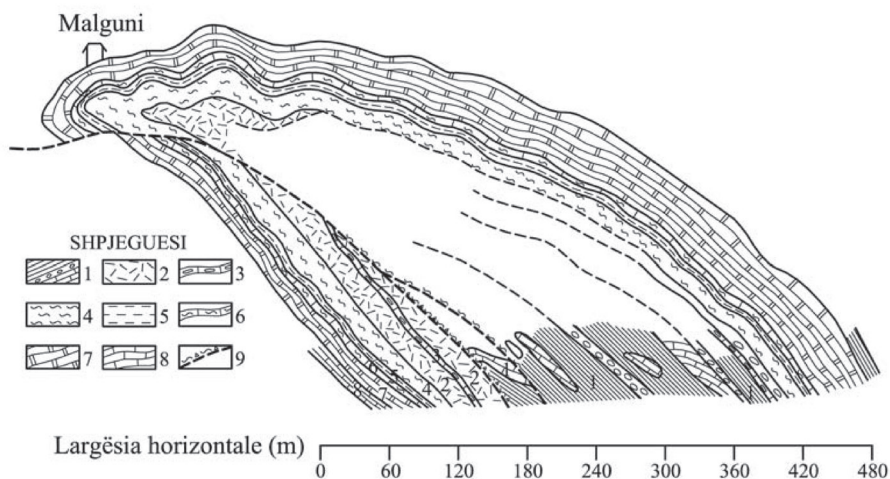


Figura 1. Bërthama e antiklinali të Malgunit Gryka pranë digës, Hidrocentralit të Komanit, Cukal
Shpjegimet: Demonstrim i bazamenti i formacionit karbonatik; përshkrimi sipas legjendës nga poshtë larte:
1. Formacioni terrigjeno-konglomeratik bazal (P-T); 2. Derdhjet vullkanogjene bazaltike prej dy rrymash mbi formacionin terrigjen gri (P-T), por me kontakt të prishur tektonikisht pa ndonjë zhvendosje të evidentueshme; 3. Paketëz e kuqërremët, strallore poshtë dhe mergelore lart, karakteristike midis dy derdhjeve vullkanike. 4. Paketë argjilo-alevrite tufitike e gjelbër, në krahun e përmbysur është depozituar mbi vullkanogjenët, në kraun normal përmbi formacionin terrigjen(1); 5. Paketë strallore e kuqërremët me ndërshtresëza gëlqeroro-mergelore, e depozituar në të dy krahët, karakteristike në mbylljen e veprimtarisë vullkanike, tavan i vullkanizmit, prej nga vazhdonjshëm depozitimet karakteristike të njëpasnjëshme. 6. Gëlqerorë nyjzorë të kuqërremët me ndërshtresa strallore, facie e thellë, ngjasore e amonitikut të kuqërremët të Kçirës (T1-2) 7. Gëlqerorë shtrese-trashë, gri analogë të Triasikut të Sipërm. 8. Paketë e kuqërremët në të purpur: ndërthurje mergëlesh, gëlqerorësh dhe strallesh, facie e thellë, analoge e Jurasikut të poshtëm me amonite të Lisnës (J1). 9. Prishje tektonike.
Shënim: Për tu theksuar këtu është dukuria e veçantë, kondesimi i Triasikut të Sipërm vetëm në 13 m trashësi në krahun e përmbysur dhe në 30 metra në krahun normal. (Nga Shehu 1978, me korrektim).

interpretim e kundërshton realiteti që në Jurasik të Sipërm Zona e Mirditës i nënshtrohej shplarjes. Siç do ta shohim në vijim, variant i argumentuar dhe pa ndonjë cen, më duket mua, është Rritja e Tokës me mekanizmin e transformimit të materies kozmike në bërthamë, qysh nga origjina. Me anë të këtij mekanizmi, të dyja hipotezat mobiliste, Tektonika e Pllakave me cene dhe Zgjerimi me mjaft mangësi, mund të shkrihen në një teori të titulluar “Pllakat Tektonike të Tokës në Rritje”

Albanidet, si segment i zhvillimit të Ciklit Tektonik (Orogjenit) Alpin, ngrihen mbi rrënojat e orogjenëve, cikleve tektonik të Paleozoikut; Kaledonian në Zonën e Korabit (Silurian, Devonian etj) dhe Hercenian (Variskan) në Zonën e Alpeve (Permian i sipërm). Ky bazament, që nuk i takon zhvillimit Alpin, është lënë jashtë vëmendjes në këtë artikull, i cili nis me çarjen e këtij bazamenti dhe formimin e ofioliteve dhe me vijueshmërinë e depozitimit sedimentar sipas katesh strukturorë.

Zhvillimi sedimentar në kate strukturorë

Në këtë paragraf, vëmendja përqëndorhet tek veçoritë e natyrshme të zhvillimit të formacionit sedimentar që formon katet strukturorë në vijueshmëri.

Formacioni terrigjen-konglomeratik bazal Permo-Triasik (P-T)

Ky formacion, si kalimtar, përfaqson katin përdhe në zhvillimin Alpin të Albanideve, sepse është formuar nga ngritja dhe shpëlarja e bazamentit Paleozoik në agun e zhvillimit Alpin, përbëhet nga dy facie të veçanta, njëra e kuqërremët e njohur me emërin Verrukano (Luma) karakteristike në zonën e Korabit dhe tjetra gri karakteristike në Zonën e Alpeve dhe në të Krastë-Cukalit. Facia Verrukano e moshës Permo-Triasike (P-T), e vendosur mbi sipërfaqen e shpëlarë të bazamentit paleozoik dhe nën paketën stallore bazale dhe amonitikun e kuq të Triasikut të Poshtëm-të mesëm, dëshmon momentin kyç midis kalimit

nga Paleozoiku në Mesozoiku, kurse në një studim për Alpet Jugore (Cassinis, G., etj., 2007), krejt stiva Verrukano konsiderohet inkluzivisht e Permianit; vetëm kufiri i tavanit konsiderohet P-T. Facia gri, ndryshe nga ajo Verrukano, zhvillohet përmbi Permianin e Sipërm në Alpe dhe Krastë-Cukal. Në sektorin Curraj i Epërm vërehet vendosja e saj normalisht përmbi Permianin e sipërm (Shehu, V., Gjata, Th. 1983). Në Zonën Krastë-Cukal, kjo facie gri del në sipërfaqe vetëm në kontakt me mbishtrojnë në disa zhveshje, por veçanërisht demonstrative shfaqet në bërthamën e antiklinalit të Malgunit të Diga e Komanit, nën depozitim të një pakete tufitike të gjelber pranë kontaktit tektonik me derdhjet bazaltike (fig. 1).

Paketa stallore dhe Amonitiku i Kuqërremët Triasik (T₁₋₂)

Në figurën 1, si në asnjë prerje tjetër, dallohet mirë zhvillimi gjeotektonik në kate strukturorë: A) Të dyja faciet terrigjene bazale (1) dhe formacioni vullkanik bazaltik, i zhvilluar si facie vulkanogjeno-sedimentare gjatë formimit të ofiolitevetë (2, 3), unifikohen duke u mbuluar së bashku normalisht nga Paketa argjilolevrite tufitike e gjelbër;

B) Paketë strallore e kuqërremët (5), karakteristike në mbylljen e veprimtarisë vullkanike bazaltike, përfaqson tavanin e përbashkët të ofioliteve të zonës tektonike Mirdita; C) Gëlqerorët nyjzorë të Amonitikut të Kuqërremët, këtu pa amonite, të Triasikut të Poshtëm-Mesëm (6), me zhvillim gradual nga paketa strallore, përfaqsojnë fillimin e depozitimeve karakteristike të njëpasnjëshëm përmbi vullkanogjenët ofiolitike dhe terrigjenin permo-triasik në Albanide. Për më tepër, në figurën 1 dallohet trashësia e depozitimit Triasik në rreth 13 m, midis Amonitikut të Triasikut të poshtëm të mesëm (6) dhe Amonitikut të Jurasikut të Poshtëm, këtu pa amonite (8). Ky zhvillim minimal i Triasikut përmbi depozitimet vullkanogjeno-sedimentare

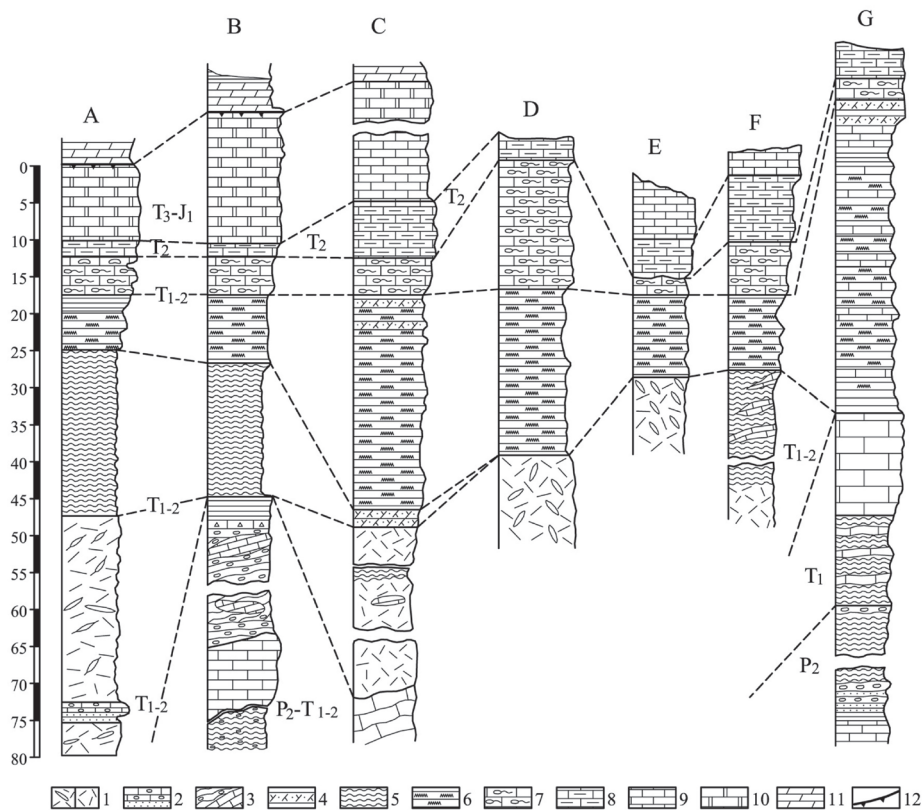


Figura 2. Kolonat koreluese të pozicionit struktur te bazalteve në bazamentin Alpinë të Albanideve.

Shpjegimet: Paraqitja e fillimit të zhvillimit alpin të Albanideve nëpërmjet pozicionit të vendosjes së paketës stralloro-radilaritike mbi formacionin vullkanogjen . Kolonat A dhe B - Bërthama e Antiklinalit të Murgë - Malgun, Gryka e Hidrocentralit të Komanit, A- Krahu i përmbysur, B- krahu normal; Kolona C – Prerja tip e shtatit Juban-Ganjollë , bazament i strukturës së Lisnës; Kolona D – Struktura e Kçirës te Proi i Maknorit, Koman; Kolona E – Prerja e Kçirës; Kolona F – Prerja e Proit të Poravit, pranë Hidrocentralit të Firzës, struktura e Poravit; Kolona G – Prerja e Boshit, Zona e Alpeve.

Treguesit e moshave: J₁ - Jursik i poshtëm ne disa struktura me amonite; T₃-J₁ - Triasik i sipërm ne disa struktura deri ne Jurasik të poshtëm; T₂ - Triasik i mesëm; T₁ - Triasik i poshtëm ; P₂-T₁₋₂ - Permian i sipërm dhe triasik i poshtëm-mesëm i pandarë; P₂ - Permian i sipërm.

Legjenda: 1- Bazalte, a) porfirik, b) bazalte, tufe, etj. 2 - Paketë e kuqërremtë me ranorë poshtë dhe gelqerorë nyjzorë sipër; 3) Stivë terrigjene me rreshe argjilo-alevritike, ndërshtresa ranorësh, konglomeratësh, copa e blloqe gëlqerorësh, seri gëlqerore me n fuzulinidë, etj. 4 – Tufite; 5 –Pako rreshesh argjilo-alevrolitike tufitike gri-të gjelbërua; 6 – Pakua strallore e kuqërremtë karakteristike, here-herë me ndërthurje merglesh apo gëlqerorësh (Alpe). 7 - Horizonti me gëlqerorë të kuqërremtë (Hanbulog) shpesh nyjzore me, apo pa, amonite; 8 – Gëlqerorë shtresore e pllakor, shpesh të kuqërremtë me stralle; 9 – Geleqerorë shtresorë gri; 10 – Gëlqerore shtrese-trashë e masivë gri, nganjeherë të dolomitizuar; 11 – Horizont i kuqërremtë i Jurasikut të poshtëm me, apo pa, amonite; 12 – Truall i ngurët. (Marrë nga Shehu, 1978 me korrektim)

merre një rëndësi të veçantë prandaj do të ritheksohet në vijim.

Paketa stallore e kuqërremtë dhe amonitiku i kuqërremtë, së bashku, janë në pozicionin e brezit të betonit përmbi

formacionin terrigjen-konglomeratik dhe mbi formacionin vulkanogjen të katit përdhe. Mbi këtë “brez beton” i ngrihet kati i parë që i takon zhvillimit të formacionit të poshtëm karbonatik (fig 1 dhe 2).

Formacioni i Poshtëm Karbonatik ($T_2 - J_2$)

Ky formacion karbonatik përfaqson katin e parë, që zhvillohet përmbi "brezin e betonit" të kuqërremët të pakos stallore dhe pakos se gelqeroeve nyjësorë me amonite. Fillon me një vazhdimësi përpjetë të depozitimit karboatik, i cili diferencohet me ngritjen vertikale dhe daljen e Mirditës nga kushtet ujore në fillim të epokës së Jurasikut të Sipërm.

Dallimi i parë i rëndësishëm facial në serinë e poshtme karbonatike ndodh në epokën e Jurasikut të Poshtëm prej shtesës së materialit argjilor në masën karbonatike dhe njëkohësisht me shfaqjen e facies së mirënjohur të amonitikut të kuqërremët karakteristik në zonën Krastë-Cukal, më e theksuar në Spiten e Lisnë të Krastës (Shehu, V. Kondo, A. Etj., 1966; Xhomo, A. Etj. 1966,) kurse në nënzonën e Cukalit shfaqet me facie të thellë me mungesë të faunës amonite (Shehu, V., Theodhori, P. Etj, 1976). Në zonën jonike shfaqet një facie rreshpesh argjilo-mergëlore me Posidonia (Sadushi, P. 1976).

Një dallim i veçantë për variacionet litostratigrafike theksohet në figurën 2, ku delë ne pah një veçoria e përmendur mbresëlenëse, gati e pabesueshme dhe me shumë vlerë për zbërthimin e stratigrafisë së strukturës së Cukalit; Triasiku i sipërm gëlqeror përfshihet i kondensuar në një paketë prej rreth 13 metrash, ndërmjet dy paketave të kuqërremta, përkatsisht facie isokronike me dy horizontet e kuqërremët amonitikë, por si facie të thella janë pa amonite: e Triasikut të Poshtëm-mesëm dhe atij të Jurasikut të Poshtëm (Fig1). Kjo dukuri dëshmon se zhvillimi i karbonatikut të poshtëm përmbi serinë vullkanogjeno-sedimentare ofiolitike në Mirditë ka qnë minimal dhe, në tërësi është asgjësuar prej procesesh të shkaktuara nga ngritja dhe shplarja e Mirditës në Jurasik të Sipërm.

Formacioni mergelor-strallor, në Krasta-Cukal; terrigjen dhe lateritik, në Mirditë; Jurasik i Sipërm (J_3) dhe Kretak i Poshtëm

(Cr_1)

Ky formacion terrigjen formohet si pasojë e ngritjes dhe shpëlarjes së Mirditës gjatë krejt epokës së Jurasikut të Sipërm dhe Kretakut të Poshtëm deri në Alban dhe i takon katit të dytë strukturorë. Kjo ngjarje konfirmohet nga disa studime (Peza, L. Etj. 1983; Noka, H. 1989). Në këtë epokë, Mirdita iu nënshtrua një erozioni të zgjatur deri në rrafshim dhe formimin e trojeve mbetëse të kuqërremta të pasura me hekur-nikel; më tej u depozitua materiali terrigjen i ashtuquajtur "flish i hershem". Nga kjo shpëlarje, pellgjet e depozitimit të zonave të jashtme u pasuruan, si me komponentë të tretur në ujë lidhje hidrosilikate apo hidroksidesh të hekurit, ashtu dhe me material të imët në gjendje suspensionit dhe, në to, u formua formacioni mergëlor-strallor dhe terrigjen i Jurasikut të Sipërm dhe Kretakut të Poshtëm, që, në Krastë-Cukal përfundoi me formimin e horizontit të kuqërremët të Albanit. Këtej nxirret ky konkluzion i rëndësishëm: nga ky erozon, mbulesa e formacionit të poshtëm Triasiko-Jurasik, që siç u bë e qartë më lart, në shumë sektorë ka qenë tepër e kondensuar në trashësi deri në hiat stratigrafik, është eroduar e hequr gradualisht, por është ruajtur fragmentarisht në mjaft prerje (Fig. 2).

Formacioni i sipërm karbonatik ($Cr_2 - Pg_{1-2}$)

Formacioni i sipërm Karbonatik përfaqson katin e tretë strukturor që formohet pas transgresionit të Alb-Cenomanianit, dhe përfundon shkallë shkallë me mbarimin e Kretakut të Sipërm. Ky transgresion është pasojë e zhytjes tektonike të Mirditës në nivelin e detit dhe krijohen kushtet për zhvillim të përbashkët të krejt Albanideve, por edhe të diferencuar. Ky kat në Mirdite ngrihet përmbi sipërfaqet e shpëlarja, mbi formacionin terrigjeno-konglomeratik dhe mbi trojet mbetëse lateritike të kuqërremëta (Fe-Ni); në Krastë-Cukal ngrihet përmbi horizontin e kuqërremët të Albanit kurse në zonën Jonike mbi facien

terrigjene-argjilore te Albanit. Vazhdimsia përpjet e këtij formacioni ndërpritet prej ngritjes dhe shpëlarjes së dytë të Mirditës në eokën e kalimit nga Kretaku në Paleocen.

Shplarja dhe formimi i horizontit të dytë lateritik (Fe-Ni). Në Mirditë në epokën Kretak-Paleogjen (Cr₂ - Pg₂)

Kjo shpëlarje është pasojë e diferencimeve tektonike që ndodhin në epokën e kalimit nga kretaku në Paleogjen, jo vetëm në pjesë të ngritura rishtas të Mirditës por edhe në disa pjesë të zonave të jashtme. Bëhet kalimi gradual nga kati i tretë prej formacioni karbonatik në katin e katërt prej formacioni terrigjen. Në zonën e Mirditës kjo epokë shpëlarjeje dëshkohet në dy sektorë; së pari, e më së miri, vërehet në sektorin e Bilishtit ku Eoceni kryesisht konglomeratik mbulon transgresivisht sipërfaqet e shpëlarja të ultrabazikëve dhe trojet mbetëse të horizontit të dytë lateritik të kuqërremtë (Fe-Ni); së dyti, pranë Pogradecit, një formacion argjilo ranor alevrolitik i Eocenit mbulon sipërfaqen e shpëlarë të gëlqerorëve të Kretakut të Sipërm dhe një truall mbetës boksitik të formuar nga shpërbërja përkatëse e gëlqerorëve. Kjo epokë në Zonën Tektonike të Krujës shprehet me daljen mbi ujë të disa strukturave, ku prej erodimit e përjimit latëritik, formohet fragmentarisht një horizonti i kuqërremtë boksitik. Me formimin e këtij horizonti lateritik të kuqërremtë, si rezultat i ngritjeve dhe erozionit, në epokën nga Kretaku më i sipërm në Paleogjen të mesëm (Cr₂-Pg₂), fillon mbyllja graduale e katit të tretë dhe bëhet kalimi për në depozitim flishor.

Pakaja kalimtare për në flish (Cr₂-Pg₂).

Ndërsa në sektorë të kufizuar të Zonës së Krujës ndodhë formimi i boksiteve në Krastë-Cukal dhe në Alpe depozitohet pakua kalimtare dhe kalohet në depozitim flishor. Në Zonën Jonike kjo pako formohet në epokën Eocen-Oligocen (Pg₂-Pg₃).

Kjo pako dëshmon fillimin e ndërtimit të katit të katërtë, që, në zona të ndryshme,

ka fillim mjaft të diferencuar në kohë dhe në tipet e depozitimi; ndërsa në Mirditë shprehet me vendosje transgresive të depozitimeve terrigjene Eocenike, në zonat e jashtme shprehet kalimi gradual nga depozitimi karbonatik në atë flishor. Aty nga mesi i depozitimit flishor fillon procesi i rrudhosjes së Albanideve të jashtëm dhe përfundon me mbarimin e Oligocenit. Gjatë kësaj epoke rrudhosjeje Mirdita përfundon zhvendosjen mbihipëse përmbi Kraste-Cukal dhe ndodh sërish dukuria e protrudimit diapirik të ultrabazikëve edhe jashtë Mirditës. Me këtë rrudhosje mbyllet kati i katërt dhe konsolidohen tiparet e zonave tektonike. Zhvillimi i mëtejshëm Neogjenik dhe Kuaternar bëhet për pjesë të veçanta, si të luginave të lumenjve dhe depresioneve të zonave të ngritura, dhe për pjesët ende të zhytura të zonave të jashtme më perëndimore.

Ofiolitet, magmatizmi në zvimin gjeotektonik të Albanideve

Pavarësisht nga interpretimet mirënjohura që flasin për hapjen e Albanideve dhe formimin e ofioliteve në Jurasik të sipërm (Shallo, M., Vranai, A., Premti, I. 1985) dhe pa folur për interpretime të pakonfirmuara që flasin edhe për magmatizëm të ri të paqenë, nëpër rreshtat e këtij artikulli del mirë në pah se hapja e kores tokësore dhe vullkanizmi ofiolitik në Albanide nuk ka ndodhur në Jurasik të sipërm, por ka pas vetëm penetrim protruzioneve ultrabazike me shoqërime derivatesh bazike të thellësisë, sikurse më parë dhe më vonë brenda apo jashtë Mirditës.

Pozicioni strukturor i formacionit vulkanogjen

Në përpjekje për të përcaktuar pozicionin hapësinor-kohor të formacionit vullkanik u përpilua korelacioni i pozicionit të bazalteve ofiolitik sipas prerjeve faktike të paraqitura në figurën 2, ku është integruar edhe figura 1.

Në këtë korelacion është për tu nënvizuar:

1) Në brezin e kontaktit Mirditë-Nënzonë

e Cukalit, paketa strallore e kuqeërremët e bazës së formacionit karbonatik (Fig. 1) është tavani i vullkanogjenëve në sektorin Kçirë-Koman (fig. 2, C dhe D); 2) Në brezin e kontaktit Mirditë-nënzonë e Krastës kjo paketë e bazës së formacionit Masozoik shfaqet në perëndim ë Rubikut, në Malin me Gropa, Mirakë, etj.; 3) Në brezin karbonatik Mirditë-Zonë e Korabit paketa stallore dokumentohet me një vendosje të veçantë nën gëlqerorët e amonitikut të kuqërremët dhe përmbi serine e vullknogjenëve nga ana e Mirditës dhe mbi serinë Verrukano nga ana e Korabit; shfaqet në Muhër, Lurë, Skavicë, Gjegan, etj).

Pozicioni strukturor i masivëve ultrabazikë

Tipar thelbësor i strukturave ultrabazike midis formacioneve të tjera është kontakti tektonik rrethor, apo gati rrethor dhe i mbihapur. Ky pozicion ka qenë shkaku që ka pas krijuar përshtypjen se janë të mbivendosur dhe, në interpretimet mbizotëruese, janë paraqitur sikur të ishin mbetje të branisura mbulesah të tipit shariazh dhe jo vetëm për masivët e veçuar, por edhe për krejt Mirditën. Faktikisht, strukturat e masivëve ultrabazikë në periferinë e tyre rrethohen prej frgmentesh të ndryshme shkëmbore që diapiri i masës ultrabazike i ka ngritur përpjet deri në pozicionin e vet aktual. Pjesët siprinore e ngritjes kalojnë në rrëshqitje gravitative; Ngritja protruzive e masivit ultrabazik mbartë fragmente formacionesh nëpër të cilat penetron dhe formon një syprinë si keprok, kuslë shkëmbore. Model i qartë diapiri është pozicioni strukturor i Masivit të Devollit në Jug të Gramshit.

Nga këto prerje të pozicionit të formacionit vulkanogjen dhe nga interpretimet e mësipërme vërtetohet se hapja e kores Taksore dhe formimi i vullkanogjeneve ofiolitikë të Mirditës i takon Triasikut të poshtëm (T_1 - T_2), kurse ultrabazikët

janë protruzione diapirike në faza të njëpasnjëshme të zhvillimit gjeotektonik.

Brezi ofiolitik Mirdita , argumentim i plakave tektonike të tokës në rritje

Në përputhje me interpretimet globale, natyrisht pranohet Tektonika e Pllakave për interpretimin e formimit të ofioliteve në Albanide (Kodra, A., Gjata, K. 1989). Në fakt, mekanizmi i nënkalimit (subduksionit), me shkrirje-ngirje të krejt litosferës dhe qarkullimit të saj, i ka shkaktuar Tektonikës së Pllakave shumë cene që janë evidentuar më së miri nga themeluesi konsekuent i Zgjerimit/Ekspansionit (Carey, E. 1988), dhe pasuesit e mirënjohurë aktual (Scalera, G. 2003, etj), si dhe nga botimet tona të përmendura këtu herë pas here. Në këtë rast, duhet nënvizuar se mekanizmi shkrirje-ngirje i hipotezës së preferuar të Tektonikës së Pllakave, deformon realitetin e rritjes së Tokës, sepse përforcon teorinë e Tokës Fikse të standardizuar, e cila e ka tejkaluar rolin dhe hopin e madh në shpiegimin shkencor të formimit të sistemit planetar, e themeluar shumë e shumë kohë përpara zbulimeve të njëpasnjëshme, përfshirë rritjen e litosferes si rritje e gjithë rruzullit. Për më tepër autorë të shquar (Vranai, A., Shallo, M., etj. 1985; Dilek, Y., Shallo, M., Furnes, H. 2005) brezat ofiolitik, përfshirë atë të Zonës Mirdita, i interpretojnë të formuar në një Tokë fikse dhe të lënë pa ndonjë interpretim për gjetjen e shkakat të mungesës së shtresë granitike përmbi brezat ofiolitikë. Mungesa e mbulesës granitike përmbi ofiolitet dhe përmbi koren oqeanike shpiegohet qartë si rritje e pllakave tektonike të kontinenteve, të rrethuar nga koria e re oqeanike (Shehu 2016). Në fakt, mbulesa granitike e pllakave kontinentale, jashtë brezave ofiolitikë, është formuar në kushtet kur rruzulli tokësor kalonte nga faza e shkrirjes tërësore në fazën e ngurtësimit dhe shkririna (magma) globale u diferencua

edhe në fraksionin acid që formoi shtresën granitike në gobin e vogël. Kur litosfera u konsiledua dhe manteli u bë i shtangët

formimit të shtresës granitike përmbi koren bazike të brezave ofiolitikë dhe përgjatë brezit të luginës tektonike (riftore)

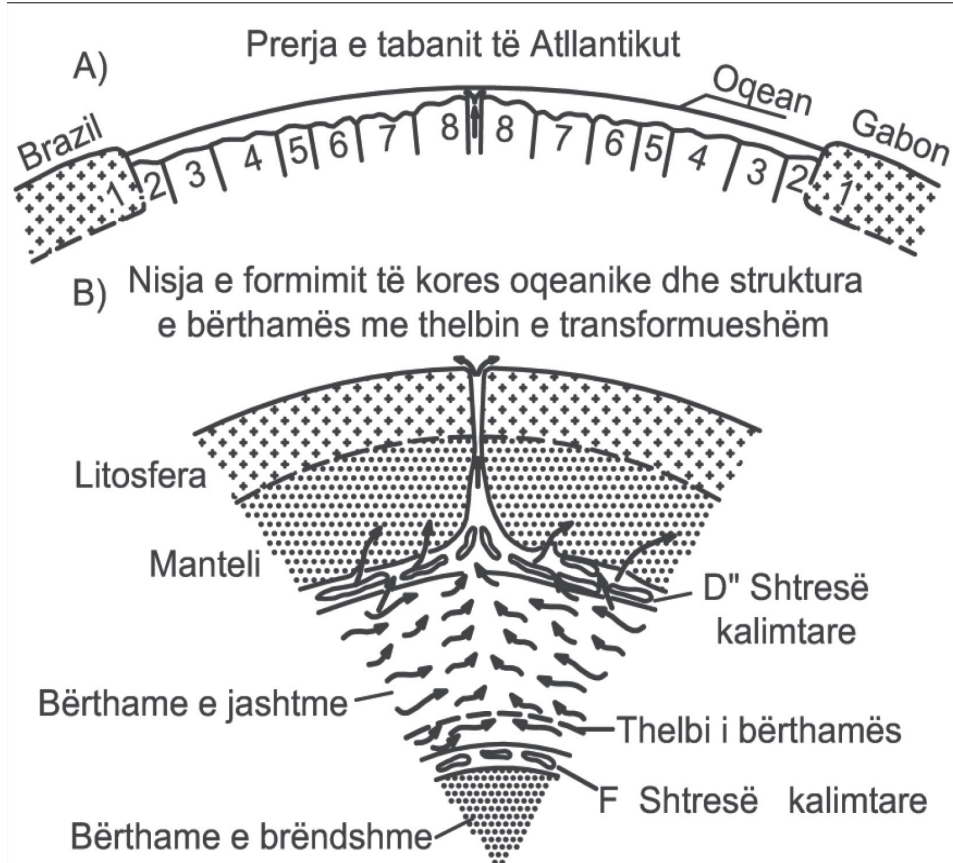


Figura 3. Profil tërthor skematik i tabanit të Atlantikut: Rritja e litosferës "A", pasojë e rritjes së Tokës nga Bërthama e Tokës së vogël "B".

Shpjegimet: Rritja e Tokës prej thelbit të transformueshem.

A – Rritja; Numrat dyfish përball njeri tjetrit tregojnë së pari (1-1) pozicionin bashkëkohor të kontinenteve të larguar, ndërsa dyshet e tjera tregojnë pozicionin e brezave bazaltikë me moshë të njëjtë simetrikisht të baraslarguar në të dy anët e çarjes nga brezat actual (8-8) e progresivisht me të hershëm të njëpasnjëshëm (7-7; 6-6; . . .) deri tek brezi (2-2) i formuar pas momentit të çarjes.

B – Masa e shkrirë e bërthamës së jashtme gjenerohet nga thelbi i bërthamës dhe nëpërmjet dy shtresave gjeosferike kalimtare me material të ngurtësuar brenda materialit të shkrirë (D'' dhe F), kalon dhe ngurtësohet përjashta si masë silikate dhe përbrënda si masë e rëndë metalike e bërthamës së brëndshme. (Marë nga Shehu, 2016, përmirësuar nga autori i artikullit).

kushtet globale u kapërcyen. Si pasojë, diferencimi magmatik global nuk mund të bëhej në hapasirat e ngushta të çarjeve globale dhe, nga ana tjetër dukuria e mos-

të kreshtave mes oqeanike dëshmon se koria Toksore rritet si pasojë e rritjes së tërë globit.

Kështu, në interpretimet për të justifikuar

INNER GEODINAMIC PHENOMENA

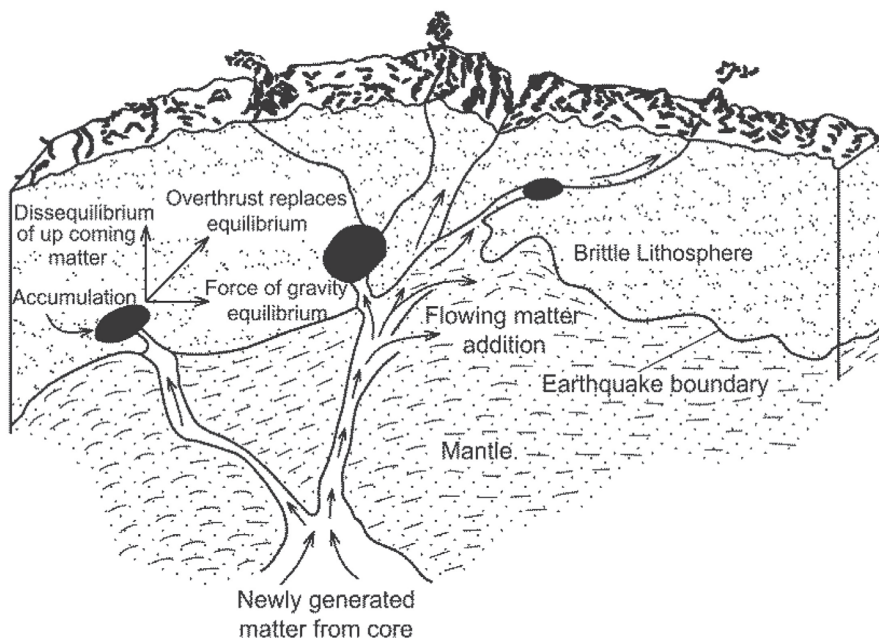


Figura 4. Bllok-diagram skematik i proceseve të brendshme gjeodinamike:

Shpjegimet: Magma e gjeneruar rishtas, duke rrjedhur përpjetë, formon struktura shtëllungore në mantel, shkakton rritjen e guaskës silikate të bërthamës dhe porcione fragmentare penetrojnë dhe përqendrohen në nivele të ndryshme të litosferës, ku prishin ekuilibrin gravitativ të geodit. Rivendosja e këtij ekuilibri në mënyrë të menjëhershme shkakton tërmetin dhe, në mënyrë të ngadaltë lëvizjet tektonike. Porcionet e fundit mund të arrijnë sipërfaqen si lava. Procesi i rivendosjes së ekuilibrit të prishur është shkak i formimit të brezave tokësor të lëvizshëm, forcave nderëse dhe shtërnguese që shkaktojnë mbizhvendosjet dhe rrudhosjet. (Sipas Shehu, 2016).

moshën Jurasike të vullkanizmit ofiolitik (bazalteve) në një Tokë fikse; midis të tjerash, nuk merret parasysh fakti që, në se do të ndodhte hapja e imagjinuar në Jurasik të Sipërm e mandej mbyllja me lëvizjet e hamëndsuara të nën-mbikalimit do të duhej të ish pasqyruar me rrudhosje mospajtuese të brendshme në zonën fqinje të Krastë-Cukalit, ku faktikisht, rrudhosja është plotësisht harmonike e ndodhur vetëm në epokën e Peleogjenit të Mesëm. Mungesa e vullkanizmit Jurasik në Jurasik të sipërm është e mirënjohur (Qirinxhi, A. 1971) dhe e bazuar në mungesën e lavave të derdhura mbi shtresa jurasike dhe të

mbuluara të pakten me shtresa jurasiko-kretake. Pozicioni strukturorë i brezit ofiolitik, i mbihipur si në kontakt me Zonën Krastë-Cukal edhe në kontakt me Zonën e Korabit dëshmon se, brenda gjerësisë së Zonës Mirdita e më gjerë, nuk mund të ndodhte hapja e pllakave, e mandej, mbyllja e tyre në kontaktin e shtrëngimit. Nga ana tjetër një Mirditë pa rrenjë, e formuar prej këtij shtërngimi, është e pakuptimtë.

Nga ana tjetër, interpretimet e Tektonikesa së Pllakave, me mekanizmin e vet "shkrirje-ngrirje" në një rruzull me rreze fikse, janë përvetësuar nga fizikimi

tradicional me termin Oqeanizim i shprehur si neofiksizëm (Orlenok, 2011) dhe, në vënd që studiuesit e paanshëm të kalojnë në anën e alternatives së vetme neomobiliste, Zgjerimit, dhe të përpiqen për t'i gjetur mekanizmin e munguar, një e nga një (Storetvedt 2014) anojnë nga oqeanizimi i kores globale granitike. Fakti që plisat kontinentalë kanë filluar rritjen dhe vazhdojnë të rriten prej prurjeve magmatike përgjat çarjeve globale të luginave të kreshtave mes-oqeanike, është dukuri e padiskutueshme e rritjes së Tokës.

Struktura energjitike e bërthamës dhe rritja e tokës, pasojë e transformimit të thelbit të bërthamës

Është fakt, zbërthimi radioaktiv nuk justifikon energjinë e brendshme të Tokës që shkakton dukuritë gjeotektonike përfshirë rritjen e litosferës dhe tërë rruzullit. Mekanizmi i duhur, që mund të eliminojë divergjencat e teorive të Tektonikës Globale, është vërtetuar me fakte, e ritheksojmë, është quajtur thelbi i bërthamës në teorinë Toka në Rritje e Zhvillim (Shehu, V. 1988, 2009; Gjata, Th. 1990; 2014) dhe shprehet qartë (Fig. 3).

Thelbi i bërthamës është një trajtë e ultrangjeshur e materies në proces të vetëvetëshëm transformimi; grimcat dhe ultragrimcat elementare; çlirohen nga gjëndja e stërngjeshur dhe përfundojnë në formimin e trajtës atom-molekulare dhe dhe të energjisë, apo të trajtës së flukseve valoro-thërmijëzore (korpuskulare) të fushave fizike dhe rrezatimeve të tjera. Vetë bërthama e jashtme e shkrirë midis dy gjeosferash të ngurta; bërthamës së brendshme dhe mantelit; dëshmon për pozicionin e gjenerimit të energjisë nga thelbi i bërthamës për ta mbajtur të shkrirë dhe për gjenerimin e magmës për rritjen e Tokës. Pozicioni, ku është përqëndruar ky zjarr, nuk mund të jetë në qendër të bërthamës së brendshme, sepse rrezatimi nuk mund të përshkojë masën e ngurtë të pjesës qëndrore dhe të shkrijë apo të mbajë

të shkrirë masën e jashtme. Kuptohet vetiu, zjarri duhet të jetë diku përmbi kontaktin e shtresën gjeosferike kalimtare "F", paksa brenda masës së shkrirë. Në këtë pozicion të thelbit, rrezatimi do të shkojë kryesisht përjashta dhe një fraksion fare i vogël drejtohet përbrenda që mund të mbajë të shkrirë vetëm një brez të ngushtë përmbi shtresën gjeosferike kalimtare "F". Po ashtu, sikurse energjia, masa atom-molekulare mbizotëruese shkon në drejtim përjashta, mbush bërthamën e jashtme të shkrirë, ngurtësohet gradualisht duke përshkuar gjeosferën kaimtare "D" dhe ngurtesphet pjesërisht në kontakt me mantelin dhe nëpër udhë e kanale të trashëguara, konsolidohet në nivele të ndryshme gjersa arrin në vatrat vullkanike, kryesisht përgjatë çarjeve mes-oqeanike dhe çarjeve të unazës së Zjarrtë Pacifike. Në këtë mënyrë rritete krejt pështjellja silikate e bërthamës. Vetëm një fraksion minimal, nëpër shtresën kalimtare "F" shkon përbrenda dhe ngurtësohet duke rritur bërthamën e brendshme. Kështu rritet krejt Toka.

Nëpërmjet këtij procesi të Rritjes së Tokës shpiegohet, jo vetëm rritja e pllakave tektonike dhe krejt Tokës, por edhe dukuritë gjeodinamike të brendshme: vullkanizmi, seismiciteti dhe levizjet tektonike skëputese mbihipse dhe rrudhosese deri rrudhosje të përmbysura sepse hapja prej rritjes shkakton edhe shtërngimin kur masa e gjeneruar akumulohet në litosferën e shtangët si në figurën 4.

Kjo teori e transformimit të thelbit të bërthamës me strukturë energjitike tingëllon si një thirrje drejtuar astronomëve, astrofizikanëve dhe dijetareve në tërësi që të modifikohet reja kozmike e origjinës së Sistemit Diellor. Nga ana tjetër, duke e kuptuar autoktoninë e krejt zonës Mirdita dhe strukturën diapirike të masivëve ultrabazikë, kërkimet për xeherorët të lidhur me vullkanizmin nuk mund të vazhdojnë të orientohen brenda Jurasikut

të Sipërm, por në bazën e Triasikut dhe perspektiva e rezervave të xeherorit të kromit rritet drejt thellesisë. Tashmë, me zbulimin e rezervave të medha të gazit natyror dhe naftës në thellesira të mëdha dhe prania e hidrokarbureve në kozmos, bijen interpretimet për origjinën organike të hidrokarbureve. Lidhjet e hidrogjenit me karbonin në molekulat e hidrokarbureve mund të bëhen sintetikisht, sikurse lidhjet e tjera prej procesit të transformimit të thelbit të bërthamës.

Thelbi i stërngjeshur i transformueshëm i bërthamës është gjenerues, si i energjisë edhe i trajtës atom-molekulare është shkaku i vetëm i dukurive gjeodinamike dhe i rritjes së kores oqeanike me lëndë të re silikate, fakt i rritjes së krejt Tokës.

Përfundime

Nën këndvështrimin e teorisë së Rritjes së Tokës prej transformimit të thelbit të bërthamës në flukse energjetike dhe materie atom-molekulare, argumentohet mirë autoktonia e zonës Tektonike Mirdita. Ky konkluzion mund të orientojë drejt kërkimet për xeherorë të lidhur me ofiolitet, veçanërisht me vullkanizmin.

Njohja e tipareve lineamentit mbizhvendosës të kontaktit Krastë-Cukal nxjerre në pah autoktoninë e zonës

ofiolitike dhe zhvillimin sipas kateve strukturor të zonave tektonike.

Mandej sipas këtij kontakti zonat tektonike renditen në Albanide të Brendshem dhe të jashtëm, ndërsa ndarja në Albande Verior (apo Dinaride) dhe Albanide Jugor (apo Helenide) është subjektive dhe artificiale, sepse segmenti nga Bryli prane Lisnës (Shkodër) deri në Peje është vetëm një segment i kontaktit Mirditë-krasta-Cukal.

Zhvillimi gjeotektonik i Albanidve i përket Ciklit Alpin dhe bëhet mbi nje bazament rrënojash para-alpine.

Dinamizmi i Tokës dhe rritja e Tokës, si dy pasoja të të njëjtit process, transformimit të thelbit të bërthamës, dëshmojnë një aplikim origjinal të unitetit energji-materje me ndikim për rishikimin e shumë drejtimeve në shpiegimin e dukurive të Tokës - planet. Në mënyrë të veçantë, ky unifikim krijon një argument shumë të fortë për formimin e hidrokarbureve me sintezë direkte gjatë transformimit të thelbit të bërthamës.

Kjo teori, origjinale dhe e argumentuar nga Vedat Shehu, duke integruar të dhënat e Tokës me ato të kozmosit, merrë një rëndësi të veçantë në orientimin e kërkim-studimit në Tokë dhe në kozmos.

REFERENCAT

- AUBOUIN J., NDOJAJ I. (1964).** REGARD SUR LA GÉOLOGIE DE L'ALBANIE ET SA PLACE DANS LE REGION DINARIQUES. B.S.G.F., 7, V.6, 593 – 625. PARIS. 6 PP.
- CAREY, S. W. (1988).** THEORIES OF THE EARTH AND UNIVERSE: HISTORY OF DOGMA IN EARTH SCIENCES STANFORD UP, 436 PP
- CASSINIS, G., DURAND, M., RONCHI, A. (2007).** REMARKS ON PERMIAN-TRIASSIC TRANSITION IN CENTRAL AND EASTERN ALPS. JOURNAL OF IBERIAN GEOLOGY 34 (1),2009, 69-71
- DILEK, Y., SHALLO, M., FURNES, H.. (2005).** RIFT-DRIFT, SEAFLOOR SPREADING AND SUBDUCTION TECTONICS OF ALBANIAN. IN: OPHIOLITES: INTERNATIONAL. GEOG. REVIEW, 47, 147-176.
- GJATA TH., THEODHORI P. KICI V., MARKU D., PIRDENI A., DODONA E. KANANI J.,. (1985).** STRATIGRAFIA DHE KUSHTET E FORMIMIT TË DEPOZITIMEVE TRIASIKE NË ALBANIDET LINDORE (KUMTESE E KONFERENCËS SË VI KOMBËTARE TË GJEOLHJISËTIRANË). FONDI ISPGJM TIRANË
- GJATA TH., MARKU D., KICI V. (1989).** STRATIGRAFIA E DEPOZITIMEVE TË VERFENIANIT TË SIPËRM DHE ANIZIANIT NË RAJONIN E VERMOSHIT. BUL.SHK.GJEOL.,1, F. 65 – 79.
- GJATA, TH. (1990).** VËSHTRIM PËR PROBLEMET BASHKËKOHORE GJEOTEKTONIKE – TË PARA NË DRITËN E LIBRIT “TOKA NË ZHVILLIM” TE AUTORIT VEDAT SHEHU. BUL. SHK. GJEOL. NR. 3. F. 131 – 154
- GJATA, TH. (2012/A).** NË TËORI BEFASUSE PËR TOKËN SI OBJEKT KOZMIK. AUDITOR, GAZETA REPUBLIKA 7 SHKURT (NR.29/6422).
- GJATA, TH. (2012/B).** MEGJITHATË TOKA RRRITET, ZOTI SHKUPI. GAZETA METROPOL, 24 SHKURT. (NR. 2597).
- GJATA, TH. (2013).** INTERVISTË ME DIJETARIN THANAS GJATA PROFESOR NË GJEOLGJI: SEKRETI I KOZMOSIT NË BËRTHAMË TË TOKËS. PSE? GAZETA METROPOL *10.3 2013).
- GJATA, TH. (2014).** DIALOGË MBI VËRTETËSINË E RRRITJES SË TOKËS. TIRANË, ALBIN, 159 F.
- GRUP AUTORËSH (1995).** TEKTONIKA E SHQIPËRISË; MONOGRAFI. -TEKST SHPIEGUES I HARTËS TEKTONIKE TË SHIPËRISË NË SHK. 1:200 000.(ARKIVA E SH. GJEOLGJIK).
- KODRA, A., K. GJATA. (1989).** EVOLUCIONI MESOZOIK I ALBANIDEVE TË BRENDSHËM , FAZAT E RIFTEZIMIT DHE ZGJERIMIT OQEANIK, BUL. SHK. GJEOL., 4, F. 55-66
- NOKA, H. (1989).** TE DHENA MIKROFACIALE E MOSHORE PËR SHKËMBINJTË KARBONATIKË TË TAVANIT TË KORES SË TJETËRSIMIT. BUL. SHK. GJEO. NO. 2, F. 105-119.
- ORLENOK, V. (2011).** GLOBAL VOLCANISM AND OCEANIZATION OF THE EARTH AND PLANETS. RPT. IN NCGT NEWSLETTER 58, (MONOGRAPH ANNOTATION), 71E- 73.
- OWEN, HUGH. 1983.** “THE EARTH IS EXPANDING AND WE DON’T KNOW WHY,” NEW SCIENTIST, NOV. 22. 27-29.
- PEZA L.H., PIRDENI A., TOSKA Z. (1983)** - DEPOZITIMET KRETAKE NË RAJONIN KURBNESH - KREJ LURE DHE TË DHËNAT PER ZHVILLIMIN PALEOGJEOGRAFIK TË ZONËS SË MIRDITËS GJATËE JURASIKUT TË SIPËRM DHE KRETAKUT. BULETINI I SHKENCAVE GJEOLGJIKE, 4, 71-95
- QIRINXHI A. (1971).** MBI PROBLEMET E POZITËS HAPSINORE TE SHKËMBINJVE ULTRABAZIKË TË SEKTORIT DINARO – TAURID TË BREZIT TE RUDHOSUR ALPIN, NËN SHEMBULLIN E ALBANIDEVE. PERMB. STUD. NO. 2, F. 79 – 97
- SADUSHI P. (1976)** - STUDIMI I MIKROFACIEVE TË DEPOZITIMEVE KARBONATIKE TRIASIK I SIPERM-JURASIK DHE EKZISTENCA E PUSHIMEVE NE ZONEN JONIKE. ISPGJNG, FIER.
- SCALERA, G. (2003).** THE EXPANDING EARTH: A SOUND IDEA FOR THE NEW MILLENNIUM. IN WHY EXPANDING EARTH? (EDS
- SHALLO, M., VRANAI, A., PREMTI, I. (1985).** KOMAGMATIZMI OFIOLITIK NE ALBANIDE (MONOGRAFI. SH GJEOLGJIK).
- SHEHU, V., KONDO, A., PEJO, I. (1966).** NDËRTIMI GJEOLGJIK I RAJONIT TË LISNËS. PËRM. ST. NR. 4.
- SHEHU, V. 1967.** MBI TË ASHTUQUAJTURËN TRANSVESALE (TËRTHORE) SHKODËR – PEJË DHE DISA PROBLEME TË RAJONIZIMIT TEKRONIKË TË SHQIPËRISË. BUL. UT. SER. SHK. NAT. NR. 2.
- SHEHU, V., THEODHORI, P., GJIKONDI, A. (1976).** DEPOZITIMET JURASIKO-KRETAKE NË PRERJEN E KOMANIT, PUKË. PËRMB. STUD. NR2. F. 53-61.
- SHEHU V. (1978)** -TËPARET STRUKTUREORE-FACIALE TE LUGINËS SË LUMIT DRIN DHE VLERËSIMI INXHINERO -GJEOLGJIK I TYRE PËR NDËRTIMIN E HIDROCENTRALIT TË KOMANIT. DISERTACION.
- SHEHU V., GJATA, TH., PIRDENI A. (1983)** – RRETH GJEOLGJISË SË SEKTORIT CURRAJ I EPËRM. BULETINI I SHKENCAVE GJEOLGJIKE, 4, 11 – 25.
- SHEHU, V. (1988).** TOKA NË ZHVILLIM SHT. BOT. 8 NËNTORI, TIRANË, ALBANIA. 180 FQ.
- SHEHU V., GJATA TH. (1990)** . DISA ASPEKTE TE TEKTONIKËS MBIHIPËSE TË ALBANIDEVE. BUL. SHK. GJEOL. NR.3, F. 5 – 24.
- SHEHU V., GJATA TH. (1991).** TË DHËNA DHE INTERPRETIME PËR MBIHIPJET NË ALBANIDET. BULETINI I SHKENCAVE GJEOLGJIKE. NR.1, F. 149 – 157.
- SHEHU, V. (2005).** THE GROWING AND DEVELOPING EARTH. BOOKSUEGE, LLC ISBN 1-4196-1963-3, USA, 218 FQ.
- SHEHU, V. (2009).** TOKA NË RRRITJE DHE ZHVILLIM. SHT. BOT. DUDAJ, TIRANË, ALBANIA, 361
- SHEHU, V. (2016).** THE EARTH’S CORE, AN ENERGETIC COSMIC OBJECT. CREATE SPACE,
- STORETVEDT, K. M. (2014).** “WHEN GLOBAL TECTONICS BECAME A ‘PATHOLOGICAL SCIENCE’ .” ESSAY IN; NCGT JOURNAL, VO 2, NO4, 106-121.
- VRANAI, A., SHLLO, M. (1985).** GJEOLGJIA E SHQIPËRISË. SH.B.U. (TEKST).

THE ALTERNATIVE OF THE EARTH'S GROWTH SEEN IN THE GEODYNAMIC DEVELOPMENT OF ALBANIDES. (OR PLATE TECTONICS OF THE GROWING EARTH)

Thanas GJATA*

ABSTRACT

The particularity of this paper is that, under the viewpoint of the growth of the earth, the correlation of the tectonic zones is realized in conformity with the events that have caused the formation of the structural stages, also in relation with ophiolites tectonic zone of Mirdita, the respective phenomena which cannot be considered as events in itself, totally isolated and without any traces on the zones, especially on neighboring Krasta-Cukali zone. Besides, in this framework, the division of Albanides in northern Albanides (or Dinarides) and southern Albanides (or Helenides) is baseless and no objective.

Keywords: ophiolites, Krasta-Cukali zone; structural stage; Earth growth; core kernel.

Introduction

The problem of the geological development of Albanides, a narrow and short fragmentary segment in the Dinarides cordillera of the Alps-Himalaya folding belt, is closely related with the formation and the respective position of Mirdita zone, especially of its contact with Krasta-Cukali tectonic zone. It is now highlighted by different studies that Mirdita zone is formed by analogues processes with those actually observed along the openings of the mid-ocean ridges all over the terrestrial globe, which is the study object of global tectonics.

The contact between Mirdita and Krasta-Cukali zones represents an intercontinental tectonic overthrust lineament getting out of Albanides extension. It presents the border between the ophiolites belt and the external tectonic zones; therefore, the knowledge of the features of this contact carries a particular weight to point out the unique and differentiated development of tectonic zones according to their stage structure evolution. Based on the geotectonic criteria, this longitudinal lineament separates the Albanides in Internal and External ones; this separation

is not at all artificial like that of Northern and Southern Albanides. As it concerns the role of ophiolites belt in the development of Albanides, the Plate Tectonics has taken priority, leaving in the dark the baseless Extension according to some cause (Owen h., 1983). In the framework of this paper we cannot support this Extension without any mechanism causing it; on the contrary, we apply the *Earth's growth* theory in relation to matter transformation in the core, in the core kernel, ultra-dense just from the cosmic beginning.

The unique geotectonic development of Albanides

The term Albanides means the "Geology of Albania", comprising the totality of structures inside Albania (Vranai A., Shallo M., 1985). About this term, there is no any definition to show any particular structural concept. Albanides occupy only a western segment in the central part of the Dinarides mountain system; they are separated from the Alps as a branch going southeastward until they are bounded by Taurides in minor Asia (Qirinxhi A., 1971). The characteristic of geological structure of Albanides (Albanian

*Instituti i Studimeve dhe Projektmeve Gjeologjike Tiranë. Në pension

areas), is their division in tectonic zones, which cannot be arranged artificially in Dinarides and Hellenides (Auboin J., Ndojaj i., 1964), adapted respectively as Northern and Southern Albanides; this is a subjective division, using a segment of the intercontinental lineament of Mirdita overthrust over Krasta-Cukali zone, that is the interval from the bend near Lisna (Shkodër) up to Pejë. This interval has no any peculiar geologic and structural feature to be classified according to the geotectonic viewpoint (Shehu V., 1967). In this context, the continuation of the overthrust contact between Mirdita and Krasta-Cukali zones is well documented (Shehu V., Gjata Th., 1990, 1991). Based on the real data of field

observations, generally well-known, as well as in our personal and common experiences reflected in the respective publications (Gjata Th., etc. 1985, 1989) and particular studies (Shallo M., Vranai A., 1985) and especially on the generalization of Albanian geology, of different editions, (authors group, 2002), or on the university's textbooks (Vranai A., Shallo M., 1999), in this paper i intent to bring into evidence the fact that tectonic zones have experienced together global events and have been developed having different consequences and common elements in conformity with structural stages and Mirdita ophiolitic zone.

Structural development and erosion of Albanides, currently is based on plate

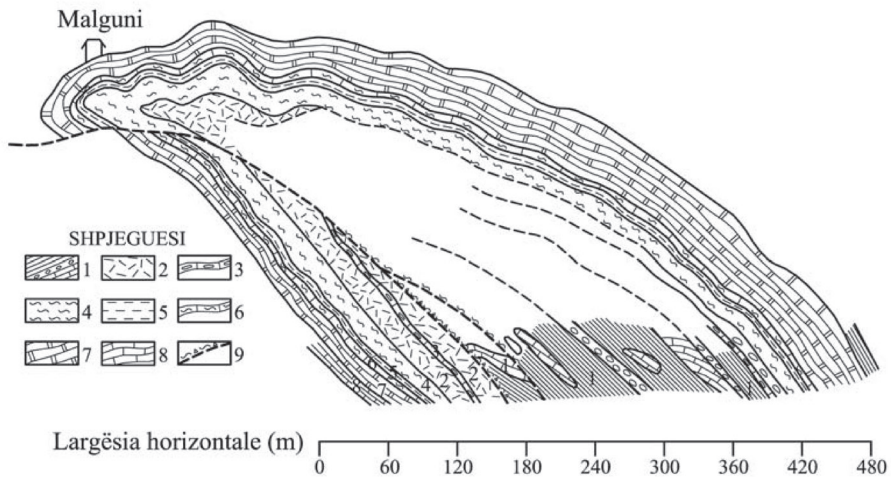


Figure1. Malguni anticline core near the dam of Komani hydropower station, on Drin River.

Explanations: Demonstration of the base of the carbonate formation; by legend from down up: 1. Grey terrigenous-conglomerate basic formation (P-T); 2. Volcanic basalts of two lava flows on terrigenous deposits (P-T), with tectonically ruined contact, nevertheless without clear displacement; 3. A reddish packet of two layers: siliceous-radiolaritic layer down and marl layer above; 4. Green packet of volcanic tuffs; in the overturn flank is deposited above the volcanic basalts, and in the normal flank is deposited above the grey terrigenous-conglomerate formation; 5. The characteristic reddish packet of radiolarite-marly interbeds is deposited on both flanks as evidence of the definitely end, ceiling of the volcanic activity, from which are continuing the consequent characteristic depositions. 6. Reddish tuberos limestone with siliceous interbeds, similar of the Kchira reddish *ammonite* (T₁₋₂). 7. Thick-stratified limestone, light grayish analogous with that of upper Triassic; 8. Reddish to violet colored packet of interbeds; siliceous marly limestones, analogous of reddish ammonites of Lisna (J₁). 9. Tectonic fault.

Note: with the enormous importance is the phenomenon of the condensation of the upper Triassic deposits at a thickness of 13 meters in the overturned flank and of 30 meters in the normal flank. (Shehu V., 1978, with corrections)

tectonics and is supposed that the ocean opening as well as Mirdita ophiolites formation have taken place during upper Jurassic. Besides the shortages of plate tectonics, this interpretation is opposed by the reality that, during the upper Jurassic, Mirdita zone was being washed. As we will see in continuation, I think that a well based and without shortages variant is the *Earth's growth by cosmic matter transformation inside the nucleus, since the origin*. By means of this mechanism, mobilist hypothesis, plate tectonics with its faults and extension theory with different shortages may be fused in one theory named *Tectonic Plates of the Growing Earth*.

The Albanides –as a segment of the alpine tectonic cycle (orogeny) –tower on the orogen's ruins of Paleozoic tectonic cycles: Kaledonian in Korabi zone (Silurian, Devonian etc.) and Hercinian (Variscan) in the Alps zone (Upper Permian). This basement that do not belongs to the alpine development, is not treated in this paper that begins with the opening of this basement as well as the formation of the ophiolites and the succession of the sediment deposition in conformity with structural stages.

Sediment formation and structural stages

In the following chapter, the attention is concentrated on the natural features of the development of the sedimentary formations that form the successive structural stages.

The basal Permian-Triassic (P-T) terrigenous conglomeratic formation

This formation is transitional; it represents the lower stage in the alpine development of Albanides, because it is formed by the emersion and erosion of the Paleozoic basement in the daybreak of the alpine development. It is constituted by two different facies, the reddish one, known

as *Verrucano* (Luma), characteristic in the Korabi zone; the other, of grey color, is characteristic for the Alps and Krasta-Cukali zones. *Verrucano Facies*, of Permian-Triassic age (P-T), situated on the erosion surface of Paleozoic rocks and under the basal cherty packet and the reddish Ammoitic of Lower-Middle Triassic age, shows the key moment of the transition from the Paleozoic to Mesozoic; in a study about southern Alps, (Cassinis G., etc. 2007) all Verrucano formation is considered of Permian age, with the exception of the upper boundary, considered of Permian-Triassic age. Unlike the Verrucano facies, the *Grey Facies*, in Alps and Krasta-Cukali zones lies on the Upper Permian. In the region of upper Curraj, it lies normally on the Upper Permian (Shehu V., Gjata Th., 1983). In the Krasta-Cukali zone, this facies outcrops only in the contact with superjacent deposits; in the nucleus of the Malguni anticline, at the Komani's hydropower dam, is a demonstrative outcrop, under the deposits of a green tuffite packet, near the tectonic contact with basaltic flows.

Cherty packet and the Triassic reddish Ammoitic (T₁₋₂)

In fig. 1, like in no other case, the geotectonic development in four structural stages is well distinguishable: A) The two basal terrigenous facies (1) as well as the volcano-basaltic, developed as sedimentary volcanogenic facies during the formation of ophiolites (2, 3), are united and covered together normally by argillaceous-silty-green tuffite packet; B) Reddish cherty packet (5), characteristic for the closure of the basaltic volcanic activity, represents the common ceiling of ophiolites in the Mirdita tectonic zone; C) Nodular limestones of *reddish Ammoitic without ammonites*, of *Lower-Middle Triassic age* (6), having a gradual evolution beginning from cherty packet; they represent the beginning of

the characteristic successive deposits over ophiolitic volcanogenics and the Permian–Triassic terrigenous of Albanides. The more so, in figure 1 appears the thickness of Triassic deposits of 13m thick, lying between the Lower-Middle Triassic *Ammoitic* and Lower Jurassic *Ammoitic*, this one without ammonites (8). This minimal development of the Triassic on the volcanogenic-sedimentary formation carries a particular weight; therefore it will be treated in continuation.

The packet of reddish cherts and the reddish *Ammoitic*, together, are in the position of a basement on the terrigenous-conglomeratic formation as well as on the volcanogenic formation of the *lower stage*. On this “concrete belt” arises the *first stage* which belongs to the development of the lower carbonate formation (fig. 1 and 2).

Lower carbonate formation (T₂-J₂)

The carbonate formation represents the *first stage* that lies on the reddish “concrete belt” of the cherty packet as well as of nodular limestones packet with ammonites. It begins with a succession that is differentiated upward the section thus denoting the emersion of Mirdita zone at the beginning of the Upper Jurassic.

The first facial distinction in the lower carbonate succession occurs in the lower Jurassic epoch due to the increase of the argillaceous matter in the carbonate mass and, at the same time, with the appearance of the well known reddish *Ammoitic* facies characteristic in the Krasta-Cukali zone, more remarkable in spiten and Lisnë of Krasta (Shehu V., Kondo A., etc., 1966; Xhomo A., etc., 1966); on the contrary, in the Cukali subzone it is represented by a deep facies lacking ammonites (Shehu V., Theodhori P., etc., 1976). In Ionian zone there appears an argillaceous-marly shale facies with *posidonia* (Sadushi P., 1976).

A particular distinction that concerns

lithostratigraphic variations is underlined in figure 2, where an standing, impressive, almost unbelievable and valuable feature for the deciphering of stratigraphy of Cukali structure, comes into evidence: *the carbonate upper Triassic is included in a condensed thickness of only 13m*, which lies in between two reddish packets, respectively isochronic facies with the two reddish *Ammoitic* horizons, but being deep facies, they lack ammonites: namely that of Lower-Middle Triassic age and that of Lower Jurassic age (fig.1). This phenomenon shows that the development of the lower carbonate succession on the ophiolitic volcano-sedimentary formation in Mirdita zone has been minimal and, in general, has disappeared due to the processes related with the emersion and washing up of Mirdita zone during the upper Jurassic.

Marly-cherty formation in Krasta-Cukali; terrigenous and lateritic in Mirdita. Upper Jurassic (J₃) and Lower Cretaceous (Cr₁)

This terrigenous formation is formed as a consequence of the emersion and the washing of Mirdita during the Upper Jurassic and Lower Cretaceous up to Albanian; it belongs to the second structural stage. This is confirmed by different studies (Peza L., 1983; Noka h., 1989). during this epoch Mirdita was subjected to a long erosion till the peneplaination as well as the formation of the reddish residual terrains, rich in iron and nickel ores; later, the terrigenous material was deposited, the so called “*early Flysch*”. due to this washing, the basins of the deposition in the outer zones were enriched with components dissolved in water, hydrosilicate relations, or iron hydroxides, as well as with fine material in suspension state; in these conditions took place the marly-cherty and terrigenous formation of the age of upper Jurassic-lower Cretaceous, that in Krasta-Cukali zone was completed by the formation

of the Albian reddish horizon. hence, *an important conclusion*: in relation to this erosion, the cover of Triassic-Jurassic lower formation which, in many sectors, has been much condensed ending even in stratigraphic hiatus, has been eroded and gradually removed, but in different section has been fragmentary conserved (fig.2).

Upper Carbonate Formation (Cr₂-Pg₁₋₂)

The upper carbonate formation represents *the third structural stage* that took place after *Albian-Cenomanian transgression*, and was completed gradually by the end of the *Upper Cretaceous*. This transgression is a consequence of the *submersion* of Mirdita zone, creating the conditions for a common, though differentiated development, of all Albanides. In Mirdita zone, this stage lies on the erosion surfaces on the terrigenous-conglomeratic formation as well as on the residual laterite reddish terrains (Fe-Ni). In Krasta-Cukali zone it lies on the reddish horizon of Albian while in Ionian zone on the terrigenous-argillaceous formation of Albian. The upward continuation of this formation was interrupted by the second emersion of Mirdita in the transition epoch between Cretaceous and Paleogene.

Washing and formation of the second lateritic horizon (Fe-Ni) in Mirdita during Cretaceous-Paleogene (Cr₂-Pg₂)

This washing is a consequence of tectonic differentiations that occurred during the transition from Cretaceous to Paleogene, both in the newly emerged Mirdita zone as well as in some parts of outer zones. This is a gradual transition from the third stage (carbonate formation) to the fourth one (terrigenous formation). This washing epoch, in Mirdita zone, is testified in two sectors: *firstly*, and the best, is observed in Bilisht sector where the Eocene, mostly conglomeratic, covers transgressively the erosion surfaces of ultrabasic rocks as well as the residual terrains of the second reddish horizon (Fe-Ni). *Secondly*,

near Pogradec, argillaceous, salty, sandy Eocene formation covers the erosion surface constituted by upper Cretaceous limestones as well as a residual bauxitic terrain originated from the respective disintegration of the limestones. This epoch, in the tectonic Kruja zone is represented by the emersion of different structures where, by erosion and lateritic alteration, was originated a reddish bauxitic horizon. Once this reddish lateritic horizon is constituted, as a result of emersion and erosion, during the Uppermost Cretaceous to middle Paleogene (Cr₂-Pg₂), begins the gradual closure of the third stage leaving place to the Flysch deposition.

The transition packet to the Flysch (Cr₂-Pg₂)

While in limited sectors of Kruja zone the formation of bauxites occurs, in both Krasta-Cukali and Alps zones takes place the formation of the transition packet that precedes the Flysch deposition. In Ionian zone, the same transition packet is formed between Eocene and Oligocene. This packet gives evidence for the beginning of the fourth stage which, in different zones differs in time and lithology; whilst in Mirdita zone it is represented by a transgressive position of Eocene terrigenous deposits, in the outer zones it is represented by a gradual transition from the carbonate deposition to the Flysch. By middle of the Flysch deposits the folding process of the outer Albanides begins, which finishes by the end of Oligocene. During this folding time, Mirdita zone finishes its overthrust displacement over Krasta-Cukali zone; in the same time, out of Mirdita zone there occurs newly an ultrabasic protrusion. Together with the folding process the fourth stage is closed and the features of tectonic zones are consolidated. During Neogene and Quaternary, the development is limited in particular sectors, like rivers' valleys and

that the opening of the Earth's crust and the ophiolitic volcanism in Albanides did not occur in Upper Jurassic; there has been only a penetration of ultrabasic protrusions accompanied by deep basic derivatives, both before and after, in or out Mirdita zone.

Structural position of volcanogenic formation

During the work to identify the space and time position of the volcanic formation, the correlation of the ophiolitic basalts in conformity with the facts of the sections presented in the figure 2 was compiled, in which the figure 1 is integrated.

On the base of this correlation, it is necessary to underline: 1) *At the contact belt between Mirdita zone and Cukali subzone, in the Kchirë-Koman sector*, the reddish cherty packet of the base of carbonate formation (fig.1) represents the top of volcanogenic rocks in Kchirë-Koman sector (fig.2, c,d); 2) *At the contact belt between Mirdita zone and Krasta subzone*, the same packet of the base of the Mesozoic formation, outcrops in Mali me gropa (Holed Mountain), in Mirakë etc., on the west of Rubik; 3) *In the carbonate belt of Mirdita-Korabi zones*, the cherty packet provides evidence of a peculiar position under the limestones of reddish Ammoitic and, on the side of Mirdita, above the volcanogenic series; on the side of Korabi, above Verrucano succession (it appears in Muhër, Lurë, Skavicë, Gjegjan etc.)

Structural position of ultrabasic massifs

The essential, distinctive feature of ultrabasic structures, when they lie among other formations is their circular or subcircular overthrust contact. Such a position has been the cause of the impression that they are overthrust and, in the prevailing interpretations, they have been interpreted as dragged remains of the type of charriage, including here not only isolated massifs, but the entire zone of Mirdita. The fact is that in

their periphery the ultrabasic massifs are encircled by different rocky fragments raised to the actual position by the ultrabasic mass. Fragments upon the elevated surface quotas are objects of the gravitative slidings; it carries fragments of the formations it penetrates, giving place to the formation of a caprock. A respective corresponding clear model is the structural position of the Devolli massif, south of Gramshi.

From this sections about the position of volcanogenic formation, as well as from the above interpretations, it comes true that the opening of the Earth's crust as well as the formation of Mirdita ophiolitic volcanogenic rocks belong to the Lower-Middle Triassic (T₁₋₂), while the ultrabasic rocks are protrusions during successive phases of the geodynamic development.

Mirdita ophiolitic belt, argumentation of tectonic plates of growing earth

According to the global interpretations, the plate tectonics is accepted for the interpretation of the ophiolites formation in Albanides (Kodra A., Gjata Th., 1989). In fact, the subduction mechanism with melting-freezing mechanism for the all lithosphere and its circulation, has shed light into many defects of the plate tectonics theory; these defects were brought out very well by the consequent founder of the *Extension* (Carey E., 1988), and his well-known actual followers (Scalera G., 2003, etc.), as well as from our publications mentioned occasionally in this paper. Nevertheless, it must be stressed that the melting-freezing mechanism of the preferred plate tectonics hypothesis, deforms the reality of the Earth's Growth because it strengthens the theory of the standardized fix Earth, which has overrun the role and the great moment in the scientific explanation of the formation of the planetary system, founded much time

before the successive discoveries, inclusive the growth of lithosphere as growth of all the globe. In addition, distinguished authors

any interpretation in relation to the cause of the absence of granitic cover over the ophiolitic belts. The absence of granitic

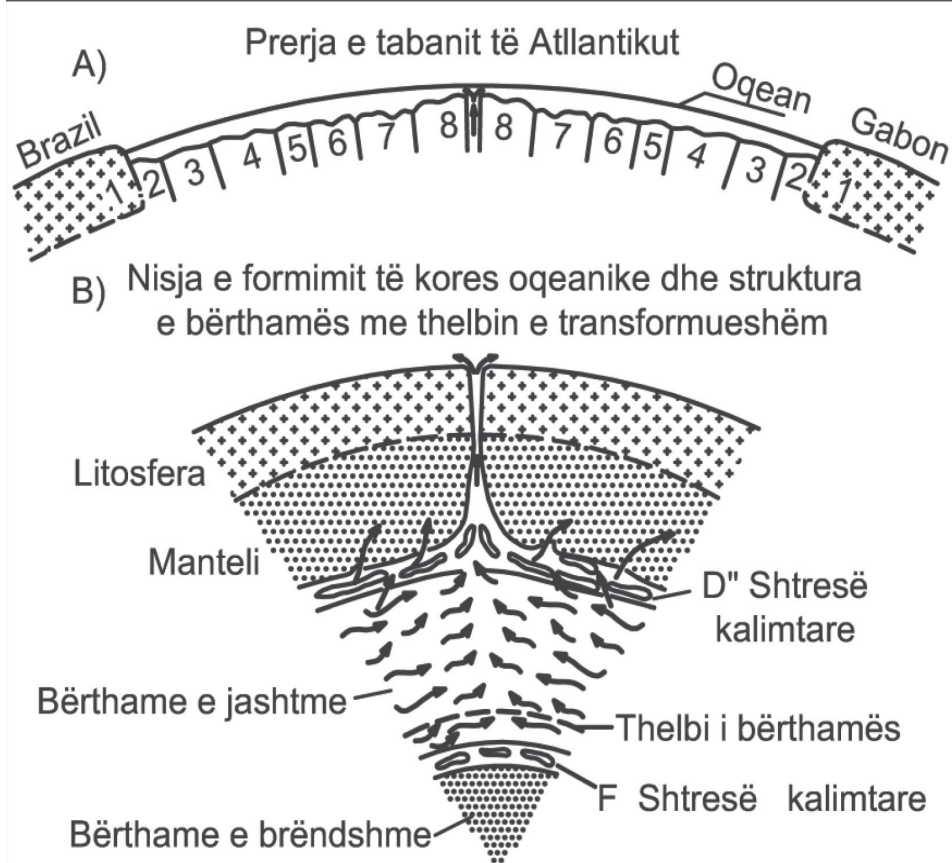


Figura 3. Profil tërthor skematik i tabanit të Atlantikut: Rritja e litosferës "A", pasojë e rritjes së Tokës nga Bërthama e Tokës së vogël "B".

Shpjegimet: Rritja e Tokës prej thelbit të transformueshem.

A – Rritja; Numrat dyfish përball njeri tjetrit tregojnë së pari (1-1) pozicionin bashkëkohor të kontinenteve të larguar, ndërsa dyshet e tjera tregojnë pozicionin e brezave bazaltikë me moshë të njëjtë simetrikisht të baraslarguar në të dy anët e çarjes nga brezat actual (8-8) e progresivisht me të hershëm të njëpasnjëshëm (7-7; 6-6; . . .) deri tek brezi (2-2) i formuar pas momentit të çarjes.

B – Masa e shkrirë e bërthamës së jashtme gjenerohet nga thelbi i bërthamës dhe nëpërmjet dy shtresave gjeosferike kalimtare me material të ngurtësuar brenda materialit të shkrirë (D'' dhe F), kalon dhe ngurtësohet përjashta si masë silikate dhe përbrënda si masë e rëndë metalike e bërthamës së brëndshme. (Marë nga Shehu, 2016, përmirësuar nga autori i artikullit).

(Vranai A., Shallo M., etc., 1985; Dilek Y., Shallo M., Furnes H., 2005) interpret the ophiolitic belts, inclusive that of Mirdita zone, as formed in fix Earth without giving

cover over the ophiolites, as well as over the ocean crust, is clearly explained as growth of the continental tectonic plates, encircled by the new ocean crust (Shehu

V., 2016). In fact, the continental crust out of ophiolitic belts, has been formed in conditions when the terrestrial globe was passing from the phase of complete melting to the consolidation phase and global magma was differentiated inclusive in acid fraction which formed the granitic cover in the little globe. When the lithosphere was consolidated and the mantle became rigid, the global conditions were overrun. As a consequence, the global magmatic differentiation couldn't be realized in narrow spaces of the global fractures; on the other side, the phenomenon of the lack of formation of the granitic cover over the basic crust of ophiolitic belts, as well as along the belt of the rift valley in Mid-ocean Ridges give evidence that the Earth's crust grows as a result of the growth of the entire globe.

With regard to the interpretations in order to justify the Jurassic age of ophiolitic volcanism (basalts) in a fix earth, one doesn't take into account, among others, the fact that, if the imagined opening would occur in Upper Jurassic and, afterwards, the closure with supposed movements of respective subduction of oceanic crust would be reflected by inner discordant folding in neighboring Krasta-Cukali zone where, in fact, the folding is totally in harmony and has occurred only during the middle Paleogene. The absence of the Upper Jurassic volcanism is known (Qirinxhi A. 1971), which is based in the absence of lavas spilled over Jurassic strata and covered, at least, by Jurassic-Cretaceous strata. Ophiolitic belt structural position, thrust at the contact with both Krasta-Cukali and Korabi zones testifies that, inside the space of Mirdita zone and, around it, the opening of the plates and, afterwards, their closure at the compressional contact, could not occur. On the other side, Mirdita zone without respective roots has no sense.

The interpretations of plate tectonics with

its melting-freezing mechanism in a globe with a fix ray, have been assimilated by the traditional fixism by the term *oceanizm*, expressed as *neofixizm* (Orlenok, 2011), so that, the impartial scholars, instead of supporting the unique neomobilist alternative, that is the *Extension*, and instead of trying to find the missing mechanism, they incline one by one (Storetvedt 2014) to the *oceanizm of the global granitic crust*. *The fact that continental blocks have begun to grow and are continuing to grow from magmatic loads along global oceanic openings, following Mid oceanic Ridges, denotes an undisputable grow of the earth.*

Energetical structure of the nucleus and the growth of the earth, the consequence of the core kernel transformation.

It's a fact, that the radioactive disintegration does not justify the inner energy of the Earth as a force that causes the geotectonic phenomena, including the growth of lithosphere and of the entire globe. The proper mechanism, that may eliminate the divergences of different theories about the global tectonics, is verified by facts, and we underline it again: it is called *core kernel* in the theory of *the growing and developing Earth* (Shehu V., 1988, 2009; Gjata Th., 1990, 20) and is clearly exposed (fig.3, ShehuV. 2016).

The core kernel is an ultra dense state of the matter in a natural transformation process; the elementary particles and ultra particles are released from the ultra dense state and end up in the formation of the atom-molecular state and in the formation of the energy or that of corpuscular fields of physics and other radiations. The external melted core itself, between two solid geospheres (the inner core and the mantle) proves the position of energy generation from the core kernel in order to keep it melted and to generate magma that serves to the grow of the earth. The

INNER GEODINAMIC PHENOMENA

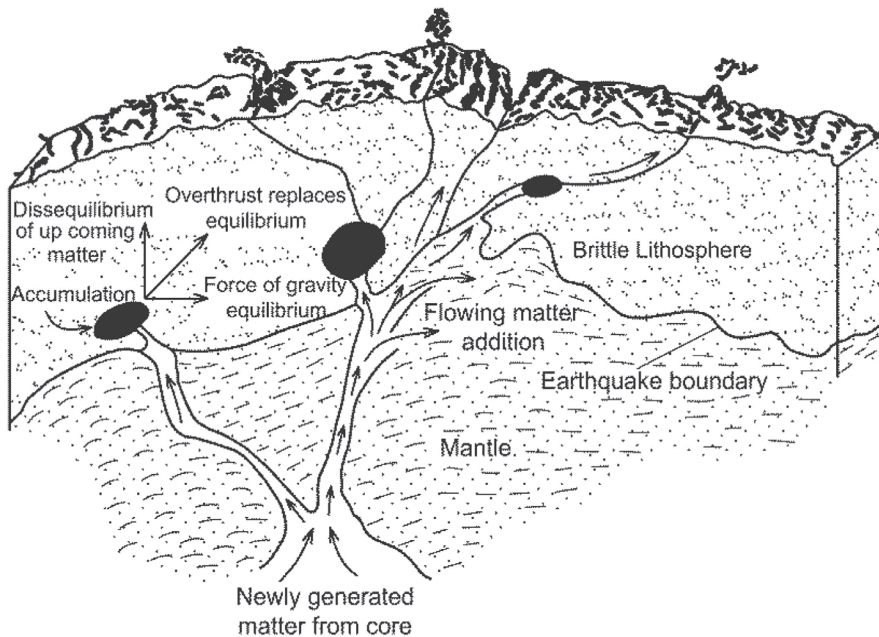


Figure 4. A schematic profile across the Atlantic points to Ocean crust growth, as an evidence of the entire Earth's growth.

Explanations: The Growing Earth Process of the super dense core kernel transformation.

A. Continental slices (1), being previously in contact (at smaller globe (Below B)), have successively gone apart from their split becoming mid-oceanic rift, and the space left behind was filled simultaneously with newly generated oceanic crust of the consecutive belts (2 up to 8) symmetrically shifted from the central rift. It means that the oceanic crust generation is an evidence of the growing earth process.

B. Initial moment of the continental split at small Earth, and Atlantic crust formation, the obvious growing process caused by core kernel transformation, positioned as ultrathin ultra dense geosphere between outer melted core and inner solid core (fig. 6) (From Shehu 2016, improved by the article's author).

position where the fire is concentrated doesn't coincide with the inner core center, because the radiation doesn't penetrate the central solid mass in order to melt or keep the outer core in melted state. It is obvious that the fire must be somewhere over the transitional geospheric stratum "F", a little bit inside the melted mass. From such a position, the radiation will go mostly outward and only a small fraction will be directed inward and will keep in melted state only a narrow belt over the transitional geospheric stratum "F". Also, in the same manner as the energy, the predominant atom-molecular mass

goes outward, fills the melted outer core, gradually solidifies during the time that is penetrating the transitional geosphere "D" and partly solidifies in contact with the mantle and along inherited ways and canals until it reaches volcanic fireplaces, mostly along the Mid oceanic Opening as well as along fractures of the pacific fire ring. In this way grows all the silicate cover of the core. Only a minimal fraction goes inward, penetrating the transitional stratum "F" and solidifies, thus growing the inner core. In this way grows the entire Earth.

Through the process of the Earth's growth

can be explained not only the growth of the tectonic plates and of the entire Earth, but also the inner geodynamic phenomena: volcanism, seismicity, disjunctive overthrusting and folding to overturned folds by tectonic movements, because the opening from the growth implies at the same time compression movements, when the generated mass accumulates in the solid lithosphere (see fig. 4).

The theory of core kernel transformation with energetic structure sounds as an appeal directed to astronomers, astrophysicists and scholars in general, in order to modify the cosmic cloud about sun system origin. On the other side, by understanding the autochthony of the entire Mirdita zone as well as the structure of ultrabasic massifs, the exploration of the minerals related to the volcanism cannot continue to be oriented inside the upper Jurassic, but at the Triassic base. The perspective of the chrome ore reserves increase with depth. Actually, with the discovery of big quantities of gas reserves at great depths as well as the presence of hydrocarbons in cosmos, the interpretation about the organic origin of hydrocarbons comes into disuse. The relations between hydrogen and carbon in the hydrocarbon molecules can be realized synthetically, as well as other relations, by the transformation process of the core kernel. The ultra dense transformable core kernel is generative of both energy and atom-molecular state; it is the unique cause of both geodynamic phenomena and growth of the oceanic crust with new silicate matter, the source of the growth of the entire Earth.

Conclusions

Following the Earth growth theory that is based on the core kernel transformation into energetic fluxes and atom-molecular matter, the autochthony of Mirdita tectonic zone is well defended. This conclusion can give a good orientation to the mineral explorations related with the ophiolites, especially with volcanism.

The knowledge of the features of the overthrust lineament of the Krasta-Cukali contact brings into evidence the autochthony of ophiolitic zone as well as the development in conformity with the structural stages. Then, following this contact, the tectonic zones are arranged in outer and inner Albanides, therefore the division in northern Albanides (or Dinarides) and southern Albanides (or Helenides), is subjective and artificial, because the segment from the bend near Lisna (Shkodër) up to Pejë is only a segment of the contact Mirdita/Kratsta-Cukali.

-The geodynamic development of Albanides belongs to alpine cycle and is realized on the basement constituted by pre-alpine ruins.

-The dynamism and growth of the Earth, as two consequences of the same process, the transformation of the core kernel, bring into evidence the original application of the energy-matter unity and, therefore, suggest the revision of many aspects in the explication of respective phenomena of the earth as a planet. This oneness, especially, creates a very strong argument about hydrocarbon formation by direct synthesis during the core kernel transformation.

Such a theory, original and argued by Vedat Shehu, integrating the data of both earth and cosmos, carries a particular weight for the orientation of research studies both in Earth and cosmos.

REFERENCAT

- AUBOUIN J., NDOJAJ I. (1964).** REGARD SUR LA GÉOLOGIE DE L'ALBANIE ET SA PLACE DANS LE REGION DINARIQUES. B.S.G.F., 7, V.6, 593 – 625. PARIS. 6 PP.
- CAREY, S. W. (1988).** THEORIES OF THE EARTH AND UNIVERSE: HISTORY OF DOGMA IN EARTH SCIENCES STANFORD UP, 436 PP
- CASSINIS, G., DURAND, M., RONCHI, A. (2007).** REMARKS ON PERMIAN-TRIASSIC TRANSITION IN CENTRAL AND EASTERN ALPS. JOURNAL OF IBERIAN GEOLOGY 34 (1),2009, 69-71
- DILEK, Y., SHALLO, M., FURNES, H.. (2005).** RIFT-DRIFT, SEAFLOOR SPREADING AND SUBDUCTION TECTONICS OF ALBANIAN. IN: OPHIOLITES: INTERNATIONAL. GEOG. REVIEW, 47, 147-176.
- GJATA TH., THEODHORI P. KICI V., MARKU D., PIRDENI A., DODONA E. KANANI J.,. (1985).** STRATIGRAFIA DHE KUSHTET E FORMIMIT TË DEPOZITIMEVE TRIASIKE NË ALBANIDET LINDORE (KUMTESE E KONFERENCËS SË VI KOMBËTARE TË GJEOLHJISËTIRANË). FONDI ISPGJM TIRANË
- GJATA TH., MARKU D., KICI V. (1989).** STRATIGRAFIA E DEPOZITIMEVE TË VERFENIANIT TË SIPËRM DHE ANIZIANIT NË RAJONIN E VERMOSHIT. BUL.SHK.GJEOL.,1, F. 65 – 79.
- GJATA, TH. (1990).** VËSHTRIM PËR PROBLEMET BASHKËKOHORE GJEOTEKTONIKE – TË PARA NË DITËN E LIBRIT “TOKA NË ZHVILLIM” TE AUTORIT VEDAT SHEHU. BUL. SHK. GJEOL. NR. 3. F. 131 – 154
- GJATA, TH. (2012/A).** NJË TEORI BEFASUSE PËR TOKËN SI OBJEKT KOZMIK. AUDITOR, GAZETA REPUBLIKA 7 SHKURT (NR.29/6422).
- GJATA, TH. (2012/B).** MEGJITHATË TOKA RRETET, ZOTI SHKUPI. GAZETA METROPOL, 24 SHKURT. (NR. 2597).
- GJATA, TH. (2013).** INTERVISTË ME DIJETARIN THANAS GJATA PROFESOR NË GJEOLGJI: SEKRETI I KOZMOSIT NË BËRTHAMË TË TOKËS. PSE? GAZETA METROPOL *10.3 2013).
- GJATA, TH. (2014).** DIALOGË MBI VËRTETËSINË E RITJES SË TOKËS. TIRANË, ALBIN, 159 F.
- GRUP AUTORËSH (1995).** TEKTONIKA E SHQIPËRISË; MONOGRAFI. -TEKST SHPIEGUES I HARTËS TEKTONIKE TË SHIPERISË NË SHK. 1:200 000.(ARKIVA E SH. GJEOLGJIK).
- KODRA, A., K. GJATA. (1989).** EVOLUCIONI MESOZOIK I ALBANIDEVE TË BRENDSHËM , FAZAT E RIFTEZIMIT DHE ZGJERIMIT OQEANIK, BUL. SHK. GJEOL., 4, F. 55-66
- NOKA, H. (1989).** TE DHENA MIKROFACIALE E MOSHORE PËR SHKËMBINJË KARBONATIKË TË TAVANIT TË KORES SË TJETËRSIMIT. BUL. SHK. GJEOL. NO. 2, F. 105-119.
- ORLENOK, V. (2011).** GLOBAL VOLCANISM AND OCEANIZATION OF THE EARTH AND PLANETS. RPT. IN NCGT NEWSLETTER 58, (MONOGRAPH ANNOTATION), 71E- 73.
- OWEN, HUGH. 1983.** “THE EARTH IS EXPANDING AND WE DON’T KNOW WHY,” NEW SCIENTIST, NOV. 22. 27-29.
- PEZA L.H., PIRDENI A., TOSKA Z. (1983)** - DEPOZITIMET KRETAKË NË RAJONIN KURBNESH - KREJ LURE DHE TË DHËNAT PER ZHVILLIMIN PALEOGJEOGRAFIK TË ZONËS SË MIRDITËS GJATËE JURASIKUT TË SIPËRM DHE KRETAKUT. BULETINI I SHKENCAVE GJEOLGJIKE, 4, 71-95
- QIRINXHI A. (1971).** MBI PROBLEMET E POZITËS HAPSINORE TE SHKËMBINJVE ULTRABAZIKË TË SEKTORIT DINARO – TAURID TË BREZIT TE RUDHOSUR ALPIN, NËN SHEMBULLIN E ALBANIDEVE. PERMB. STUD. NO. 2, F. 79 – 97
- SADUSHI P. (1976)** - STUDIMI I MIKROFACIEVE TË DEPOZITIMEVE KARBONATIKE TRIASIK I SIPERM-JURASIK DHE EKZISTENCA E PUSHIMEVE NE ZONEN JONIKE. ISPGJNG, FIER.
- SCALERA, G. (2003).** THE EXPANDING EARTH: A SOUND IDEA FOR THE NEW MILLENNIUM. IN WHY EXPANDING EARTH? (EDS
- SHALLO, M., VRANAI, A., PREMTI, I. (1985).** KOMAGMATIZMI OFIOLITIK NE ALBANIDE (MONOGRAFI. SH GJEOLGJIK).
- SHEHU, V., KONDO, A., PEJO, I. (1966).** NDËRTIMI GJEOLGJIK I RAJONIT TË LISNËS. PËRM. ST. NR. 4.
- SHEHU, V. 1967.** MBI TË ASHTUQUAJTURËN TRANSVESALE (TËRTHORE) SHKODËR – PEJË DHE DISA PROBLEME TË RAJONIZIMIT TEKTONIKË TË SHQIPËRISË. BUL. UT. SER. SHK. NAT. NR. 2.
- SHEHU, V., THEODHORI, P., GJIKONDI, A. (1976).** DEPOZITIMET JURASIKO-KRETAKË NË PRERJEN E KOMANIT, PUKË. PËRMB. STUD. NR2. F. 53-61.
- .SHEHU V. (1978)** -TIPARET STRUKTURORE-FACIALE TE LUGINËS SË LUMIT DRIN DHE VLERËSIMI INXHINERO -GJEOLGJIK I TYRE PËR NDËRTIMIN E HIDROCENTRALIT TË KOMANIT. DISERTACION.
- SHEHU V., GJATA, TH., PIRDENI A. (1983)** – RRETH GJEOLGJISË SË SEKTORIT CURRAJ I EPËRM. BULETINI I SHKENCAVE GJEOLGJIKE, 4, 11 – 25.
- SHEHU, V. (1988).** TOKA NË ZHVILLIM SHT. BOT. 8 NËNTORI, TIRANË, ALBANIA. 180 FQ.
- SHEHU V., GJATA TH. (1990)** . DISA ASPEKTE TE TEKTONIKËS MBIHIPËSE TË ALBANIDEVE. BUL. SHK. GJEOL. NR.3, F. 5 – 24.
- SHEHU V., GJATA TH. (1991).** TË DHËNA DHE INTERPRETIME PËR MBIHIPJET NË ALBANIDET. BULETINI I SHKENCAVE GJEOLGJIKE. NR.1, F. 149 – 157.
- SHEHU, V. (2005).** THE GROWING AND DEVELOPING EARTH. BOOKSUEGE, LLC ISBN 1-4196-1963-3, USA, 218 FQ.
- SHEHU, V. (2009).** TOKA NË RITJE DHE ZHVILLIM. SHT. BOT. DUDAJ, TIRANË, ALBANIA, 361
- SHEHU, V. (2016).** THE EARTH’S CORE, AN ENERGETIC COSMIC OBJECT. CREATE SPACE,
- STORETVEDT, K. M. (2014).** “WHEN GLOBAL TECTONICS BECAME A ‘PATHOLOGICAL SCIENCE’ .” ESSAY IN; NCGT JOURNAL, VO 2, NO4, 106-121.
- VRANAI, A., SHLLO, M. (1985).** GJEOLGJIA E SHQIPËRISË. SH.B.U. (TEKST).

NË NDERIM E KUITIM TË PROF. DR. ENJËLL PRENJASI



U bë një vit, nga vdekja e papritur e inxhinjerit gjeolog të naftës Engjëll Prenjasi. U bë një vit, që auditoreve të Fakultetit Gjeologji Miniera u mungon Profesor Doktor Engjëll Prenjasi. U bë një vit, që studiuesve, kërkuesve, dhe zbuluesve të naftës shqiptare, u mungon një prej kolegëve më të përkushtuar, Inxhinjeri i talentuar i zbulimit të vendburimeve të naftës Engjëll Prenjasi. Po, vërtet, Engjëlli nuk jeton më, puna e tij po, kush mund të harroj vëndburimin naftëmbajtës të Delvinës, kush mund ti harroj ato dhjetra e dhjetra studime për gjeologjinë shqiptare, kush mund të harroj specialistin e përkushtuar, specialistin e apasionuar pas naftës dhe gjeologjisë shqiptare. Një jetë me naftën, një jetë i dashuruar vetëm me gjeologjinë e naftës, ky është inxhinjer Engjëll Prenjasi.

Engjëll Prenjasi lindi në Korçë, më 04. 04. 1946, si bir i një familje të vjetër të trevës korçare, me tradita patriotike e kulturore. Që në vogëli ka jetuar mes librash, i edukuar me dashurinë për mësimin, për dijen, kulturën, shkencën, për gjithçka që

sillte përparim, zhvillim dhe mirëqënie. Është ky mjedis, që ashtu si gjithë familjen e tij, e orientoi edhe Engjëllin drejt rrugës së dijes. Në vitin 1965 mbaron shkollën e mesme të gjeologjisë në Prenjas, me rezultate shumë të mira, ku fiton titullin teknik i mesëm gjeolog. Pasioni për dijen nuk mund të ndalet këtu, Engjëlli vazhdon shkollën e lartë, në Fakultetin e Gjeologjisë dhe të Minierave në Tiranë, ku dallohet për rezultate të larta në mësim. Në vitin 1970, me mbrojtjen e diplomës, fiton titullin inxhinjer gjeolog.

Viti 1971, shënon fillimin e një etape të re, për inxhinjerin e talentuar, djaloshin kurajoz Engjëll Prenjasi. Emërohet inxhinjer gjeolog në Institutin Gjeologjik të Naftës e Gazit në Fier, i cili ishte një ndër institutet shkencore më me emër, për kohën. Që nga viti 1971 e deri në vitin 2001, ai ka qënë pjesë e stafit të këtij instituti shkencor, ku në përbërje të tij, ka udhëhequr me dhjetra e dhjetra studime, për zbulimin e vendburimeve të naftës e gazit. Për gjatë kësaj kohe, që i përket një periudhe relativisht të gjatë, prej gati 30 vjetësh,

ka dhënë kontributin e tij, duke lëvruar shumë fusha të gjeologjisë së naftës, ku spikasin ato të rilevimeve gjeologjike dhe përgjithësimave të integruara gjeologo - gjeofizike, për projektimin e puseve të thellë për kërkimin e naftës e gazit.

Në fushën e rilevimeve gjeologjike në shkallë 1:25 000 dhe 1:50 000 është autor i 7 studimeve, të kyera në brezat me rrudhosje dhe mbihypje të komplikua të Albanideve, si dhe ka ushtruar detyrën e Shefit të Kabinetit të Rilevimeve, për vitet 1984-1987. Sipërfaqja e rilevuar prej tij është rreth 3000 km².

Për 21vjetët në vazhdim, ka realizuar detyra të tjera kryesore si:

Përgjithësimet të integruara gjeologo - gjeofizike, për projektimin e puseve të thellë për kërkimin dhe zhvillimin e vendburimeve të reja të naftës dhe gazit. Si autor i shumë puseve të shpuar, shënohen arritjet e mëposhtme:

Zbulimi dhe zhvillimi i vendburimit gaz kondensat të Delvinës me pusët Delv-9, 4, 10, 12

Projektimi i puseve Delv-34, 10, Fito -12, Borsh -7/s, etj

Evidentimi i disa strukturave perspektivë për naftë e gaz në Shqipëri (Tokë-Det)

Pezullimi i puseve të pabazuara Delv-17,14,31,32 dhe Povelç-40

Bashkëautor i zbulimit të vendburimit të Finiq-Kranesë me pusin Vurg-6 dhe Vurg-9.

Oponenca cilësore, konfirmuar nga pusët Vurgu-23, Vana-1,2, Delvina-14, 17, Fitore-11, Memaliaj-2/S, Povelç-40, etj.

Përgatitje paketash me të dhëna gjeologo-gjeofizike dhe diskutimi i tyre me shoqëritë e huaja të naftës.

Autor Projektesh të kompanive të huaja: Përgjithësimi gjeo-seismik i Bllokut Detar "Joni 5", viti 1994.

Këto janë disa nga arritjet, punët dhe studimet e shumta shkencore, që na ka lënë trashëgim, studiuesi i pasionuar i Gjeologjisë Shqiptare, inxhinjeri gjeolog i naftës, Profesor Doktor Engjëll Prenjasi. Engjëll Prenjasi ndërroi jetë më 9 Tetor 2016, por jeta dhe vepra e tij do të jenë shëmbull për brezat e gjeologëve të rinj të naftës e gazit

Ass.Prof.Dr. Petraq Naço

Kërkesat ndaj autorëve

Dorëshkrimi i dorëzuar duhet të jetë origjinal, i pa publikuar më parë, dhe i padorëzuar për publikim tjetërkund. Dorëshkrimi dorëzohet në gjuhë korrekte shqipe, dhe pas vendimit të Bordit Editorial për botim autori e përkthen atë në anglishte korrekte shkencore.

Materiali dorëzohet në formë elektronike dhe të printuar tek Redaktori Përgjegjës (Sekretari) i Bordit Editorial. Në format elektronik përfshihen tre forma.

Forma e parë përfshin një material në format PDF, ku të përmbledhë artikullin e plotë me tekst, material grafik dhe tabelat me diçitura sipas renditjes që autori/autorët mendojnë ta botojnë artikullin e tyre.

Në formën e dytë në MS-Word, do të paraqitet pjesa “vetëm tekst” në format DOC, (apo DOCX), e cila përfshin tekstin e artikullit, diciturat e materialit grafik dhe tabelave, të cilat do të vihen në fund të materialit, dhe listën e referencave.

Forma e tretë është një folder në të cilin të jetë vendosur i gjithë materiali grafik (foto, figura, grafike, skica, diagrama) në format JPEG, JPG, TIFF dhe tabelat në formatin MS-Word. Këto materiale grafike dhe tabelat, duhet të llogariten që të jenë shprehëse brenda formatit minimal të një kolone (përmasat 80x150 mm), ose dy kolonave (një faqeje të plotë me përmasa 124x150mm).

Artikulli i plotë, duhet të përfshijë në një total prej 8 faqesh tekstin, materialin grafik dhe tabelat sëbashku me diciturat përkatëse si dhe listën e referencave.

Standartet e tekstit të dorëshkrimit:

Teksti i dorëshkrimi paraqitet në madhësinë e faqes A4 (përmasa 21x29.7cm), hapësira mes rreshtave “Line spacing” = single, çka nënkupton një sasi të përafërt prej 800 fjalësh për faqe. Përmasat e shkrimit “font size”, do të jenë 12pt (Times New Roman), dhe hapësira në anët e fletës “margins” do të jetë 3 cm në anën e majte (Left margin) dhe 2,5 cm në tre anët e tjera (lart-top; djathtas-right; poshtë-bottom). Faqet duhet të jenë renditur sipas numrit të tyre (page number), duke nisur nga njëshi.

Skema e ndërtimit të artikullit:

Titulli (bold 12 pt.): Sa më i shkurtër dhe përmbledhës të jetë e mundur

Autoresia (italic 10 pt): Emer Mbiemer shoqëruar me indekse sipër mbiemrit (*), (**) etj., të cilët shoqërohen me referimin e plotë të emërtimit dhe adresës të institucionit nga vjen autori që i përkon indeksi. Indekset me adresat renditen menjëherë poshtë autoreve, secila në një rresht duke nisur nga adresa e autorit të parë, e cila shoqërohet dhe me një kontakt e-mail nepërmjet të cilit Bordi Editorial mban lidhjet me të.

Abstrakti: (italic 12 pt): në 250 fjalë (përafërsisht 15 rreshta) duhet të bëhet një përmbledhje e shkurtër e qëllimit të punimit, përfundimeve dhe rezultateve kryesore. Abstrakti nuk duhet të përmbajë referenca dhe shkurttime.

Fjalët Kyçe: (italic 10 pt): një sasi prej maksimumi 6 fjalësh kyçe.

Teksti kryesor (Times New Roman 12 pt). Ndërtohet i ndarë në seksione sipas rradhës: HYRJE, METODOLOGJIA E PËRDORUR, REZULTATET, DISKUTIMI I REZULTATEVE dhe PËRFUNDIME. Titujt e seksioneve janë “bold”, “UPPERCASE” (krejt me shkronja kapitale) dhe mund të ndahen deri në dy nënseksione, titujt e të cilëve dallohen në formatim në

këtë mënyrë:

Seksion niveli i parë 1 – TITULLI I SEKSION (bold & gërma kapitale);

Nënsksioni i nivelit të parë 2: Titulli i nënsksionit 1 (bold+italic, gërma e parë kapitale të tjerat të vogla);

nënsksioni i nivelit të dytë: Titulli i nënsksionit 2 (italik, gërma e parë kapitale, te tjerat të vogla).

Përdorimi i shkurtimeve:

Në artikull mund të përdoren shkurtime kuptimi i të cilave duhet të jenë sqaruar në përdorimin e parë, psh Shërbimi Gjeologjik Shqiptar (SHGJSH). Në citim në listën e referencave Buletini i Shkencave Gjeologjike shkurtohet në : Bul. Shk. Gjeol.

Njësitë: në periodikun shkencor “Buletini i Shkencave Gjeologjike” njësitë e përdorura do të përputhen Sistemit Ndërkombëtar të Njësie

Diciturat e figurave:

Duhen paraqitur për çdo figure në dy gjuhë, shqip dhe anglisht, bashkë me referimet përkatëse.

Referencat:

Duhen paraqitur në tekst dhe në listen e referencave. Në tekst referenca paraqitet (Mbiemri E. viti) ku “E.” nënkupton inicialin e emrit: Për referencë me dy autorë (Mbiemri 1 E1., Mbiemri2 E2. Viti) për referencë me më shumë se dy autorë (Mbiemri1 E1., et al. viti)

Referencat në listën e referencave renditen sipas rendit alfabetik, ku i pari në rradhë është artikulli më i vjetër nga pikëpamja kronologjike. Nëse një autor apo një grup i njëjtë autoresh kanë botuar në të njëjtin vit dy apo me shumë artikuj që referohen në dorëshkrimin e paraqitur, atëherë ata dallohen nga indekset A, B...etj., (alfabeti latin dhe jo ai shqiptar) të cilat vendosen përpara vitit dhe citohen në tekst. Psh (Mbiemri E. 1999A), (Mbiemri E. 1999B), dhe po kështu veprohet në rastet për dy apo më shumë se dy autorë.

Nëse në një paragraf citohen më shumë se një referencë ato futen të gjitha në një kllapë dhe ndahen me pike presje (;). Psh (Mbiemri E. Viti; Mbiemri1 E1., Mbiemri2 E2. Viti).

Në listën e referencave duhet dalluar nëse referenca i përket një libri të plotë, një kapitulli të veçantë të një libri, një Teze PdD ose mikroteze, një raporti, një artikulli në një periodik shkencor.

Në reference duhet paraqitur saktë titulli, viti, vendi i botimit dhe viti i botimit.

Rradhitja e të dhenave të një reference është:

Mbiemri“1”, E “1”, Mbiemri“2”, E “2”,,, Mbiemri“n”, E“n”. (viti i botimit). Titulli. Lloji i materialit te cituar. Titulli i botimit nëse është revistë. Të dhënat e botimit. Vendi i botimit.numri i faqeve.

Parimet udhëheqëse për Etikën dhe estetikën e publikimeve në periodikun shkencor “Buletini i Shkencave Gjeologjike”

Hyrje

“Buletini i Shkencave Gjeologjike”, është Periodik Shkencor i njohur nga Ministria e Arsimit e Republikës së Shqipërisë dhe botohet nga Sherbimi Gjeologjik Shqiptar, që prej vitit 1964, fillimisht nën titullin “Përmbledhje Studimesh” (periudha 1964-1980; ISSN), e më pas nën titullin aktual (ISSN 0254-5276; për botimin elektronik ISSN 2306-9600). Qëllimi i botimit të tij është ti shërbejë zhvillimit të shkencës gjeologjike nëpërmjet botimit në faqet e tij të artikujve në fushën e gjeologjisë dhe fushave të afërta me të.

“Buletini i Shkencave Gjeologjike”, drejtohet nga Bordi Editorial i cili miratohet prej Drejtorit të Përgjithshëm të SHGJSH.

Bordi funksionon sipas Statutit të Bordit Editorial të “Buletini i Shkencave Gjeologjike”.

A. Politika të përgjithshme

Buletini i Shkencave Gjeologjike përfaqëson një periodik që boton artikuj të shqyrtuar në një proces peer-review (me ekspertizë), pra ata botohen pasi kanë kaluar në disa faza të shqyrtimit të kriterëve, vlerësimit dhe përmirësimit të cilësisë shkencore dhe paraqitjes së artikullit.

Në këtë periodik mund të botohen artikuj nga fushat e gjeoshkencave, të cilat mund të paraqesin të reja të

kërkimeve shkencore, apo sinteza të punimeve të kryera në kohe të mëparshme, por që japin përfundime të reja si rezultat i këndvështrimit të ri prej autoreve, dhe që klasifikohen si “Case Study”.

Autor i artikujve mund të jetë kushdo, shqiptar apo i huaj, që parqet një artikull të pranueshëm sipas kriterëve të vlerësimit të Bordit Editorial, hartuar sipas “Kërkesave ndaj autorëve”.

Në faqet e Buletinit ndalohen replikat denigruese me karakter personal, por pranohen diskutimet në formë artikujsh, të cilat kundërshtojnë apo përkrahin ide të artikujve të botuar në faqet e Buletinit të argumentuara këto me fakte analitike, grafike dhe teorike. Në këtë rast autori i replikuar ka të drejtën e një kundërepike e cila nuk kalon me shume se 4 faqe të shkruara duke përfshirë këtu dhe figurat e referencat, si dhe paraqitjen dy gjuhëshe shqip dhe anglisht të artikullit.

B. Gjuha e përdoruar në tekstin e artikullit

Artikujt e botuar në Buletin, pranohen në dy gjuhë, në gjuhën shqipe dhe atë angleze.

C. Etika e Bordit Editorial

1. Bordi Editorial ka detyrë të shqyrtojë çdo artikull, pa

paragjykuar, apo diskriminuar autorët për arsye sic janë, gjinia, raca, kombësia apo prirja seksuale, çka do të përbënte dhe shkelje të paraparë nga Ligji Nr. 10 221, datë 4.2.2010 “Për mbrojtjen nga diskriminimi”.

2. Artikujt shqyrtohen sipas afateve kohore te parashikuara
3. Bordi Editorial ka detyrë të respektojë pavarësinë intelektuale të autorit
4. Bordi Editorial përjashton nga mbledhja anëtarët që kanë konflikt interesi në materialin e paraqitur
5. Bordi Editorial duhet të mbrojë të drejtat e autorit që ka paraqitur artikullin dhe të mos lejojë përdorimin e materialeve të artikujve në mënyrë abuzive gjatë kohës kur ata janë të dorezuar për botim
6. Anëtarët e Bordi Editorial janë të detyruar të bëjnë kritikën dhe të ofrojnë kontribute konstruktive me qëllim përmirësimin e cilësisë së artikullit.
7. Nëse anëtarët e Bordi Editorial mendojnë se në artikuj ka gabime ata duhet të punojnë vetë për ta korigjuar këtë gabim nëse është e mundur apo për të udhëzuar autorët për ta përmirësuar atë.

D. Respektimi i të Drejtave të Autorit, nga autorët e artikujve

1. Autorët e artikujve, janë të detyruar të respektojnë normat për të Drejtat e Autorit, të njohura prej ligjit Nr. 9380, datë 28.4.2005 “Për të drejtën e autorit dhe të drejtat e tjera të lidhura me të”, me ndryshimet e mëvonshme, amendimet e tij, dhe normat e reja

ligjore që mund të miratohen në të ardhmen

2. Për këtë qëllim të gjitha imazhet, foto, figura apo grafikët e sjella për botim duhet të jenë të shoqëruara me autorësinë origjinale
3. Autorët e artikullit, përpara botimit të artikullit nënshkruajnë një formular i cili vërteton respektimin prej tyre të ligjit të lartpërmendur. Refuzimi për të dhënë këtë deklaratë sjell mosbotimin e artikullit pavarësisht vlerave të tij.
4. Përdorim i imazheve, fotove, figurave apo grafikëve të bëra publike, nga autorë të mëparshëm, dhe të përdorura nga autorët e artikujve si bazë e materialit të tyre grafik me përmirësime nga ata vetë (vepra të prejdardhura), është i lejuar në bazë të neneve 27, 28, 29 të ligjit Nr. 9380, datë 28.04.2005, sepse autorët e artikujve të “Buletini i Shkencave Gjeologjike”, nuk botojnë me qëllim fitimi, por ata duhet të jenë pasuruar me të dhëna të reja dhe citim të autorësisë origjinale dhe të përmirësuesit.
5. Çdo përmendje e ideve të autorëve të ndryshëm, citohet në tekstin e artikujve, dhe renditet në listën e referencave siç udhëzohet në “**Kërkesa ndaj autorëve**” në Statutin e Bordit Editorial.

E. Ekspertiza e artikullit

1. Çdo artikull, pas dorëzimit tek Redaktori Përgjegjës, i nënshtrohet diskutimit në mbledhjen më të afërt të Bordit Editorial. Bordi e shqyrton për të dhënë një vlerësim

paraparak për gjendjen dhe vlerat e artikullit. Mbas Bordin Editorial bie dakord se artikulli është në përputhje me parametrat e kërkuar dhe i plotëson kushtet e një artikulli shkencor ai cakton ekspertin, një person me veprimtari të njohur shkencore në fushën dhe rajonin që është subjekt i artikullit.

2. Eksperti, mbasi pranon kushtet e kontratës për ekspertizën, e kryen atë sipas Formularit për Ekspertizën e Artikullit, i cili është një material i miratuar nga zyrtarisht për vlerësimin e artikullit.

vendimin formal për botimin ose jo të artikullit.

Në asnjë rast emri i ekspertit nuk bëhet publik për autorët e artikullit.

Nëse fshehtësia prishet nga vetë eksperti, përpara se ai të dërgojë vlerësimin në Bordin Editorial, kjo konsiderohet si konflikt interesi, dhe ekspertiza quhet e papranueshme.

Pasi eksperti e ka dorëzuar ekspertizën, ai mund ta ndihmojë autorin për përmirësimin e mangësive, në rastet e kategorisë 2 apo 3, dhe kjo nuk do të konsiderohet si veprim i gabuar dhe joetik

Kriteret e vlerësimit të dorëshkrimit (Modeli i Formularit për Ekspertizën e Artikullit)

Kriteret bazë	I shkëlqyer (1)	I mire (2)	i drejtë (3)	I varfër (4)
Rëndësia Shkencore A përfaqëson dorëshkrimi një kontribut thelbësor për progresin shkencor të fushës (merr në shqyrtim konceptet thelbësore, idetë, metodat ose të dhënat të reja)				
Cilësia shkencore A janë të vlefshme përfundimet shkencore dhe metodat e aplikuara? A janë diskutuar rezultatet në mënyrën e duhur dhe të balancuar (merren në shqyrtim punimet e mëparshme, përfshi dhe referencat e përdoruar)				
Cilësia e prezantimit A janë shprehur rezultatet shkencore dhe konkluzionet në mënyrë të qartë koncize dhe në formë të mirëstrukturuar? (merren në shqyrtim numrat dhe cilesia e figurave dhe tabelave, përdorimi i saktë i gjuhës shqipe dhe angleze)				

Rezultat i ekspertizës është kategorizimi i artikujve në:

1. **Botim pa ndryshime**
2. **Botim pas ndryshimesh të vogla**
3. **Botim pas ripunimit**
4. **I papërshtatshëm për botim**

Në bazë të saj Bordin harton përgjigje për autorët përkatës ku i njofton për

Eksperti është i detyruar të konkretizojë përfundimet e tij për vendimet e pikës 2 dhe 3 duke orientuar autorët për përmirësimet.

Autorët kanë të drejtë të reagojnë ndaj vlerësimeve 2, 3 dhe 4 e të apelojnë vendimin pranë Bordin.

Bordin e shqyrton dhe cakton një ekspert për një vlerësim të dytë. Nëse

vlerësimi i ekspertit të dytë është i njëjtë, vendimi i Bordit është i formës së prerë.

Ekspertet nuk kanë penalitete për mendimet e shprehura për vlerësimet e tyre.

Per te kategorizuar skemen, eksperti duhet tu pergjigjet pyetjeve:

- a. ***A mendoni se autori nxjerr përfundime të papublikuara më parë nga ai apo autorë të tjerë;***
- b. ***A mendoni se autori ka paraqitur material që mund të përbëjë plagjiaturë. Nqs po jepni argumentat tuaja;***
- c. ***A ka përputhje mes referencave të cituara në tekst dhe atyre të paraqitura në listën e referencave;***
- d. ***A mendoni se ka përfundime të cilat përbejnë gabime shkencore apo u mungon llogjika shkencore***

në argumentim;

- e. ***A mendoni se publikimi i artikullit do të nxise debatin shkencor pro ose kundër tij;***
- f. ***A mendoni se artikulli nxjerr përfundime të reja, ose kryen një përmbledhje të atyre të mëparëshme në një menyre të re origjinale;***
- g. ***A mendoni se grafikët janë të vlefshëm, të realizuar saktë dhe me të gjithë citimet e nevojshme? Nqs jo beni verëjtjet tuaja për çfarë duhet për ti përmirësuar ato;***

Miratohet

Dr. Viktor Doda

Drejtor i Përgjithshëm

Tiranë 23.02.2015

