

**BULETINI I
SHKENCAVE
GJEOLGJIKE**

TIRANE 1997

**BULETINI I
SHKENCAVE
GJEOLGJIKE**

ORGAN I SHERBIMIT GJEOLGJIK SHQIPTAR

VITI XIV (XXXIII) I BOTIMIT

TIRANE, 1997

REDAKSIA : Prof. Dr. Teki BIÇOKU Kryeredaktor

ANETARE : As.Prof. Dr. Ilir ALLIU, Prof. Dr. Radium AVXHIU,
Prof. Dr. Çerçiz DYRMISHI, Prof. Dr. Kadri GJATA,
As.Prof. Dr. Lirim HOXHA, Prof. Dr. Nikolla KONOMI,
Prof. Dr. Irakli PREMTI, Prof. Dr. Minella SHALLO,
Prof. Dr. Defrim SHKUPI, Inxh.Hidrogje.Ibrahim TAFILI,
Enkeleda YLLI, redaktore.

Adresa e Redaksise : Redaksia e Buletinit te Shkencave Gjeologjike
Sherbimi Gjeologjik Shqiptar
Rruga e Kavajes Nr. 153, Tirana, ALBANIA
Tel. (++ 355 42) 225 78
Fax. (++355 42) 294 41

TREGUESI I LENDES (CONTENTS)

- Prof.Dr. T. Velaj** Ndikimi i tektonikes evaporitike ne modelin strukturor te brezit antiklinal te Beratit
(The effects of the evaporite tectonics on the structural model of the Berati anticlinal belt) Faqe 3
- Dr. P. Naço** Mbi ecurine e flisheve ne veri te diapirit kripor te Dumrese
(The continuity of the flysch in the north of the salt dome of Dumre) Faqe 13
- L. Çobaj & F. Lula** Biostratigraphie study on middle - upper Eocene of Krasta - Cukali zone (Albania)
(Studimi biostratigrafik i Eocenit te mesem - te siperm ne zonen Krasta - Cukali) Faqe 29
- Dr. H. Kuliçi** Disa te dhena per formacionin efuzivo - sedimentar te sektorit Kernaje - Padesh (rajoni i Tropojes)
(Data of vulcano - sedimentary formation at Kernaja - Padeshi Tropoja area) Faqe 35
- Dr. K. Manika,
Prof.Dr. M. Shallo
D. Gega** Dajka boninitike ne sekuencen plutonike te kores te masivit te Shebenikut
(The boninitic dykes in crustal sequence of the Shebeniku massif) Faqe 45
- As.Prof A. Teršana
N. Pjetri** Masivi gabror i Kçires dhe mineralizimi kuarc - sulfur i lidhur me te.
(The gabbro massif of Kçira and related quartz - sulphide mineralization) Faqe 57
- P. Llakmani
S. Hida** Tektonika e vendburimit te kromit Katjel ne kuadrin e zhvillimit tektonik te rajonit
(Features of the tectonics of Katjeli chromite deposit in the framework of the tectonic evolution of the area) Faqe 67
- As.Prof.Dr. J. Hoxha** Analize formacionale per mineralizimin xeheror sulfur ne rajonin e Gashit
(Formational analysis on sulphide mineralization in Gashi area) Faqe 77
- Prof.Dr. M. Koçi
Y. Muceku** Perberja kimike, mineralogjike dhe vetite fizike te argjilave montmorillonit - attapulgit, Shengjun - Bejne, Burrel.
(The chemical and mineralogical composition and physical properties of montmorillonite - attapulgit clays on Shengjun - Bejne zone, Burrel.) Faqe 83

Rubrika e Diskutimeve
(Column of Discussions)

Shenim i Redaksise

M. Spaho

Litostratigrafia dhe zhvillimi gjeodinamik i rajonit te Rubikut
(Lithostratigraphy and geodynamic evolution of Rubiku area)

Faqe 91

NDIKIMI I TEKTONIKES EVAPORITIKE NE MODELIN STRUKTUROR TE
BREZIT ANTIKLINAL TE BERATIT

TELO VELAJ

Per te sqaruar ne gjeresi dhe thelesi rolin ndikues te tektonikes evaporitike, ne modelin strukturor te brezit antiklinal te Beratit, do te bazohemi ne te dhenat bashkekohore gjeologogjeofizike, duke u perqendruar ne problemet:

- Dukurite regionale gjeologo-tektonike qe kane kushtezuar zhvillimin e tektonikes evaporitike
- Ndikimi i tektonikes evaporitike ne modelin strukturor te brezit antiklinal te Beratit

1. Dukurite regionale gjeologo-tektonike qe kane kushtezuar zhvillimin e tektonikes evaporitike.

Tiparet themelore te veprimit te tektonikes evaporitike ne brezin antiklinal te Beratit jane kushtezuar nga keto dukuri:

Se pari, trashesite e depozitimeve karbonatike dhe flishore rriten nga veriu ne drejtim te jugut, si dhe nga perendimi ne drejtim te lindjes (fig. 2,3), duke bere qe zona veri-lindore e tij te kete trashesi me te vogla, e per rrjedhoje trysni me te vogla, qe ushtrohen mbi formacionin evaporitik te nenvendosur. Vec kesaj trashesi me te vogla te formacionit flishor, ka patur ne bordin perendimor te brezit antiklinal te Beratit, qe aktualisht perputhet me prishjen regionale te tij, prishje e cila eshte qe ne stadin e riftezimit, e riaktivizuar gjate atij te ngjeshjes. Kjo prishje eshte ne formen e nje harku, ku te dy skajet e tij kane perkatesisht drejtim J-L dhe V-L, ndersa pjesa qendrore merr drejtim meridional (sektori Molisht-Shpirag). Pra kjo prishje ka konveksitet perendimor me shfaqje te diapireve evaporitime ne ekstremitetet e saj (Dumre, Gline-Zavrohan) (fig.1).

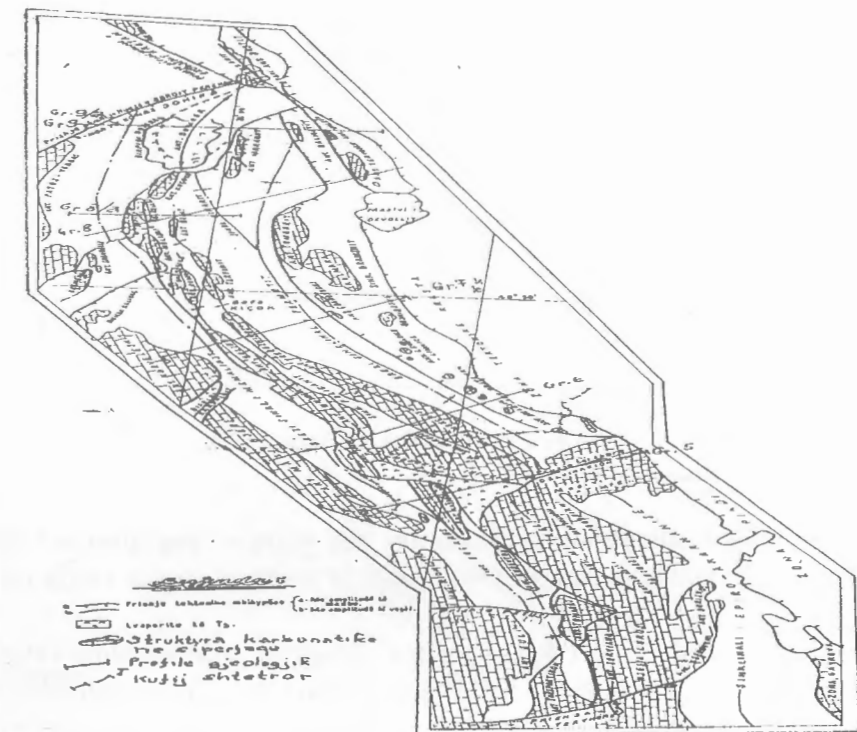


Fig. 1 Skema tektonike e vendosjes se strukturave ne brezin antiklinal te Beratit e perreth
Tectonic scheme of structures setting, in antycline belt of Berati and around.

Prof.Dr. T. Velaj Instituti i Kerkimeve Gjeologjike

Se dyti, strukturat ballore te brezit te Beratit, ne pergjithesi, kane permasa me te medha dhe nivel me te thelle errozioni, gje qe ka kushtezuar dhe pranine e nje trysnie litostatike me te ulet, mbi evaporitet ne thellesi (fig.2), duke ndikuar ne "rrjedhjen" dhe shperthimin e tyre.

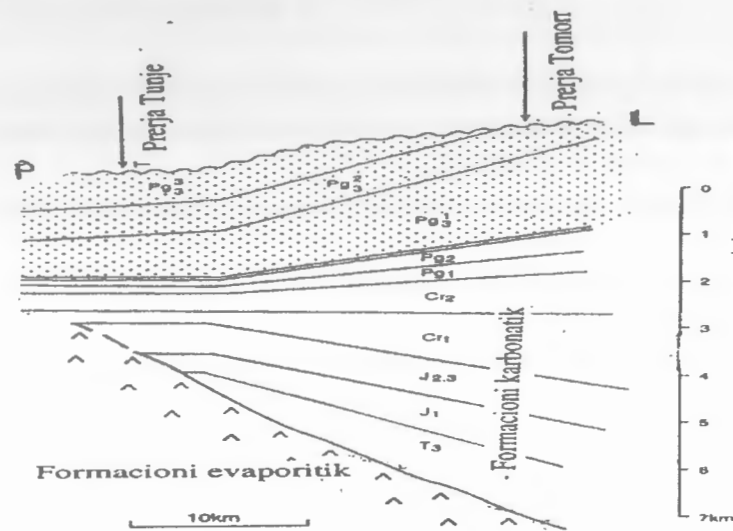


Fig.2 Profil skematik i ndryshimit te trashesive nga perendimi ne lindje (prerja Berat-Tomorr)
Schematic profile of thickness change from west to east (Berati-Tomorri cut)

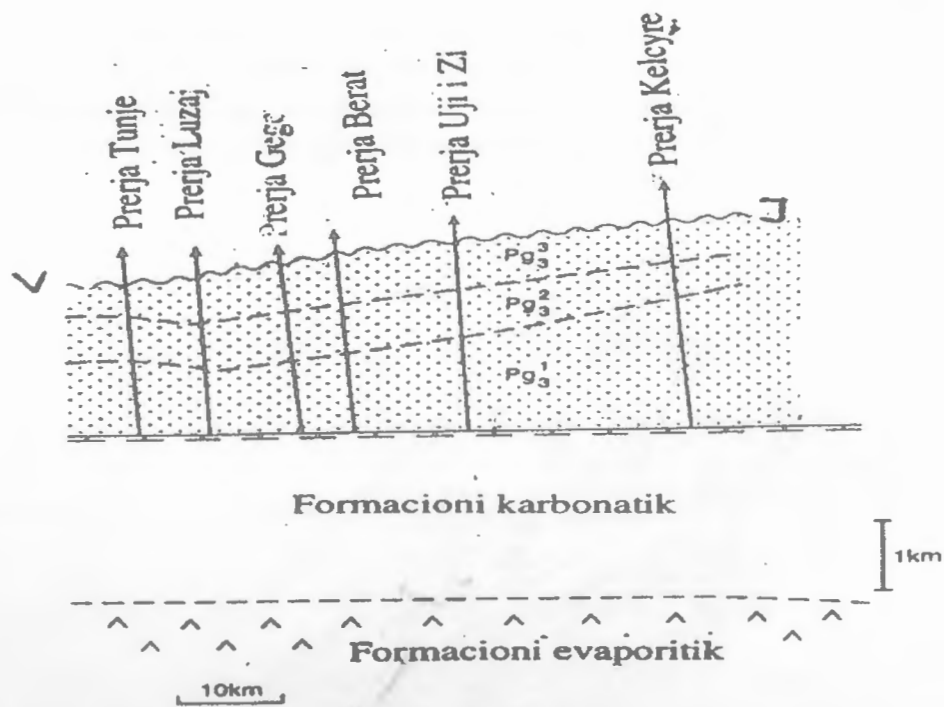


Fig.3 Profil skematik I ndryshimit te trashesive nga veriu ne jug (prerja Kelcyre-Tunje)
Schematic profile of thickness change from north to south (Kelcyra-Tunja cut)

Se treti, para dhe gjate strukturimit (deri ne zonen G. Kugleri), brezi antiklinal i Beratit, ishte me i ngritur ne veri dhe me i ulur ne juge (fig.4), dukuri qe ka shkaktuar nje rrjedhje totale te evaporiteve nga jugu ne veri. Pas strukturimit ndodh inversioni, gje qe solli si pasoje ndryshimin e drejtimit te rrjedhjes se evaporiteve nga veriu ne juge (fig.4). Vec kesaj, gjate kesaj periudhe, nen ndikimin edhe te tektonikes se evaporiteve, vete brezi i Beratit diferencohet ne menyre te qarte ne dy sektore:

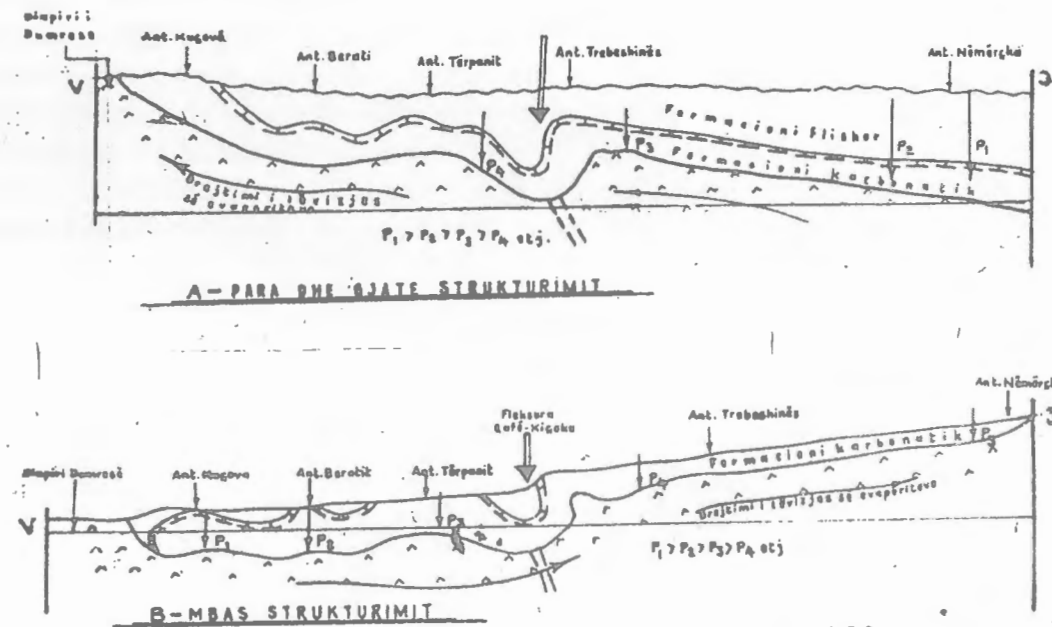


Fig.4 Ndryshimi i planit strukturor i brezit antiklinal te Beratit para, gjate dhe pas orogjenezes dhe ndikimi i tij ne tektoniken evaporitike.
The change of structure plane of antycline belt of Berati before, during and after orogenesis and its influence in evaporitic tectonic.

Spektori, nga qafa e Kicokut e ne juge dhe nga Qafa e Kicokut e ne veri. Spektori jugor ka struktura te medha dhe me zhvillim te theksuar te diapirizmit (sidomos ne territorin grek), kurse sektori verior ka struktura me permasa relativisht te vogla, me zhvillim te diapirizmit ne Dumre (fig.1).

Se katerti, duhet te theksojme se shperthimi i diapireve evaporitike lidhet me pranine e nyjeve te dobesuara tektonike, te diktuar nga intersektimi i prishjeve terthore me ato gjatesore. Keshtu diapiri i Dumrese lidhet me vendin e intersektimit te tre prishjeve strukturore regjionale (fig.5) (prishja regjionale e brezit te Beratit, prishja regjionale e bordit perendimor te brezit te Kurveleshit dhe prishja regjionale e brezit te Cikes, si dhe prishja regjionale e bordit perendimor te zones tektonike Kruje), kurse diapiri i Zavrohanit lidhet me vendin e intersektimit te prishjes regjionale te brezit te Beratit me ate terthore te Delvinakionit (fig.1).



Fig.5 Harta skematike e perhapjes se prishjeve regjionale ne albanidet e jashtme
Schematic map of spreading of regional damages in outer albanides.

Si rezultat i veprimet ne unitet te te gjitha faktoreve te mesiperm, kushtet me te pershtatshme per shperthimin e evaporiteve jane krijuar ne bordin perendimor te brezit antiklinal te Beratit, per shkak te trysnive litostatike me te uleta dhe te pranise se prishjes regjionale, e cila ne teresi ka perfaqesuar nje plan tektonik te favorshem per rrjedhjen e evaporiteve, fale edhe aftesise se plasticitetit te larte qe disponojne. Gjate stadit te strukturimit vendi me i pershtatshem per shperthimin diapirik te evaporiteve ka qene veriu (fig.4), kurse pas orogjenezes jugu (fig.4) shperthim i cili, si u argumentua edhe me lart, eshte bere ne nyje te dobesuara tektonike si ne Dumre, Zavrohon etj. Ky shperthim diapirik mund te dale ne siperfaqe (fig.6,10), ose te jete i deshtuar, ne thellesi (fig.7,8,9).

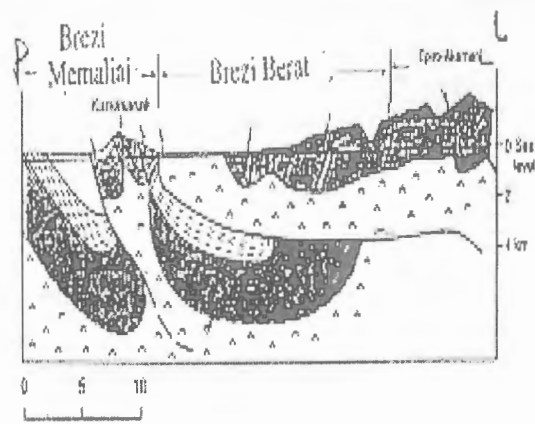


Fig.6 Profil gjeologjik, skematik ne diapirin Zavrohon. Geological and schematic profile in Zavrohon diapir.

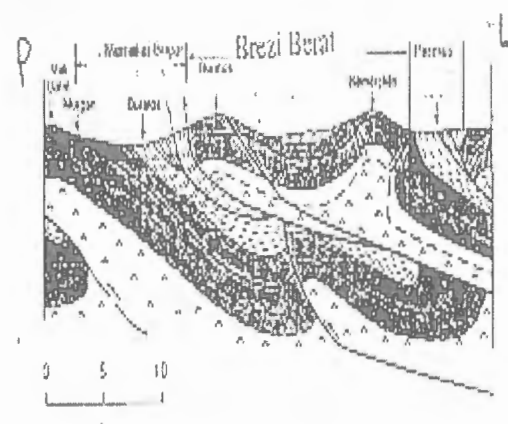


Fig.7 Profil gjeologjik ne antiklinalin Bureto. Geological profile in Bureto antycline.

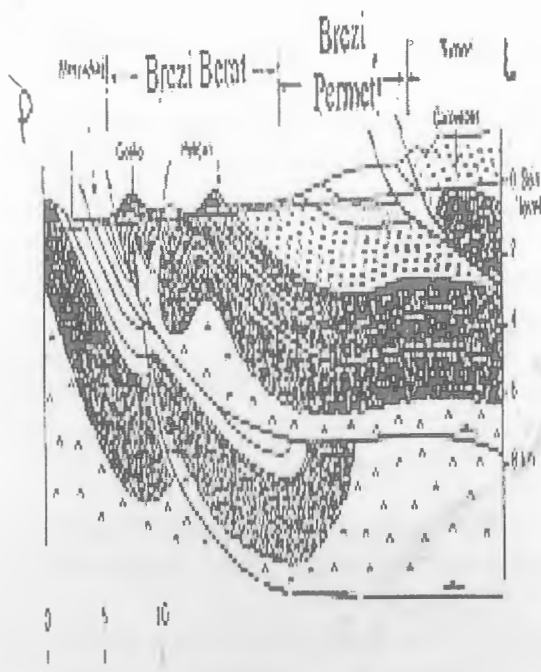


Fig.8 Profil gjeologjik ne antiklinalin Golko. Geological profile in Golko antycline.

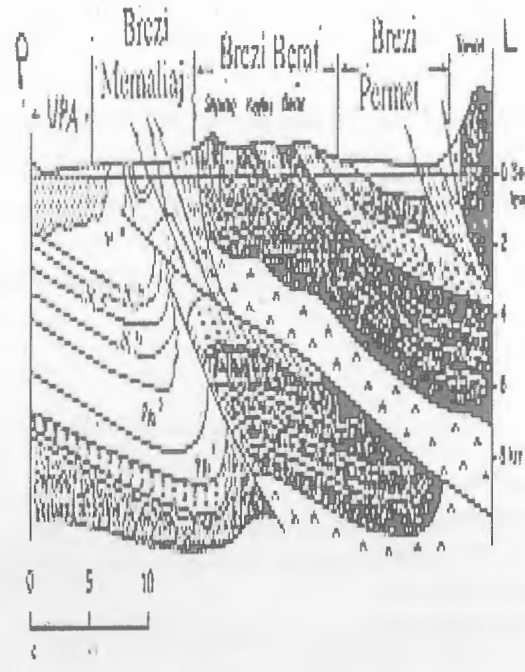


Fig.9 Profil gjeologjik ne antiklinalin Shpirag. Geological profile in Shpirag antycline.

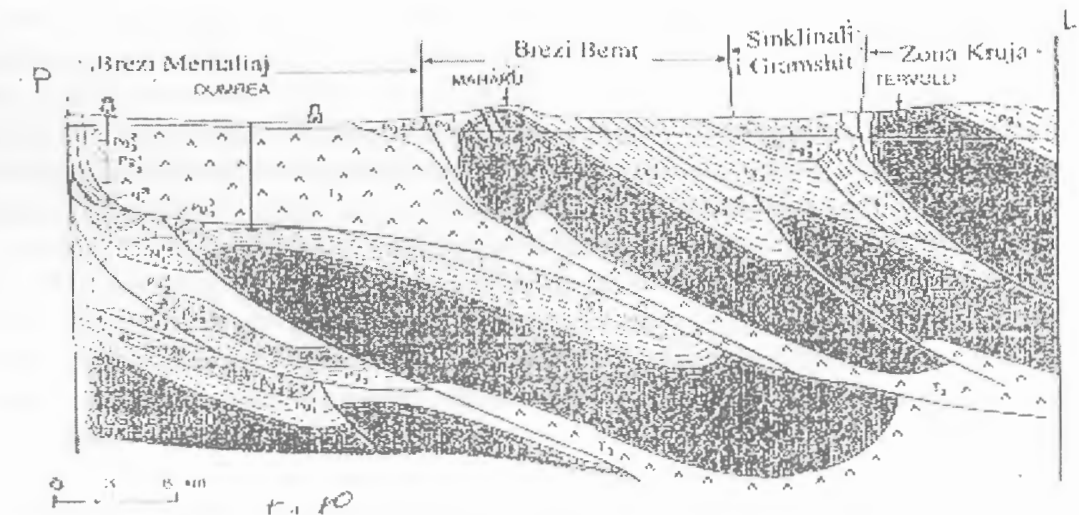


Fig.10 Profil gjeologjik skematik ne diapirin Dumre. Geological and schematic profile in Dumre diapir.

Eshte e kuptueshme se gjate planit te prishjes regjionale te brezit te Beratit, kane "rrjedhur" fuqishem evaporitet (fig. 1, 5) dhe mbi kete mase lubrikante, e cila ka levizur, me nje fare pavaresie, si ne lidhje me strukturat e "nenshtirira" ashtu dhe me ato te "mbishtrira" (fig.6,7 etj.), eshte realizuar mbihypja e teresise se mases karbonatike te rrudhosur te brezit te Beratit, ne forme te nje mikropllake.

2. Ndikimi i tektonikes evaporitike ne modelin strukturor te brezit antiklinal te Beratit

Nen ndikimin tektonikes evaporitike, tiparet tektonike te brezit antiklinal te Beratit jane te ndryshme ne veri dhe ne jug te prishjes terthore Vlore-Tepelene-Qafa e Kicokut, te cilat ne menyre te permbledhur po i trajtojme me poshte:

Ne jug strukturat antiklinale kane permasa te medha dhe depozitimet siperfaqesore, qe i ndertojne, me te vjetera, te mbihypura totalisht ne drejtim te perendimit (fig.1, 6, 7, etj.) dhe nganjehere me backthrust (prapambihypje) ne krahu lindor (krahu lindor i antiklinalit te Nemerckes) te tyre, dukuri qe ne territorin grek marrin zhvillim te madh e qe, deri ne nje fare shkalle, jane pasoje e diapirizmit (fig. 1, 7 etj.).

Nga Qafa e Kicokut e deri ne kontakt me diapirin e Zavrohonit (fig.1) zhvillohen dy linja strukturore antiklinale, te cilat ndahen nga njera-tjetra nga nje sinklinal i ngushte dhe i ceket, i pakompliku tektonikisht, i cili ne jug perplaset me marredhenie tektonike me diapirin evaporitik, ne forme te "gjuheve" sinklinale. Keto linja antiklinale perbehen nga struktura me permasa te konsiderueshme dhe me pamje te stergjatur. Theksojme se vargu lindor vazhdon ne drejtim te veriut me antiklinalet e Terpanit dhe Beratit, kurse ai perendimor vetem me antiklinalin e Rehoves. Permasat e ketyre strukturave jane shume me te vogla se sa ato ne jug, kurse amplituda e kalimit midis tyre eshte e rendit 1500-2000 m (fig.4), duke pervijuar nje fleksure. Kjo ngritje totale e pjeses jugore te brezit antiklinal te Beratit ne lidhje me veriun, deshmon per nje zhvillim intensiv te diapirizmit evaporitik, i cili ka ndikuar edhe ne tiparet e tjera tektonike te strukturave te vecanta.

Keshtu antiklinali i Nemerckes, i cili eshte nder me te medhenjte e brezit te Beratit, ne gjysmen e tij jugore, ka asimetri te lehte lindore, e cila akoma me ne jug kalon ne permbyse deri ne backthrust, duke marre pamje syndycore (fig.6), gje qe eshte rrjedhoje e diapirizmit evaporitik te deshtuar. Ky antiklinal, perballe masivit karbonatik te Tinfese (Greqi), peson unifikim me vargun antiklinal me perendimor (fig.1), duke u copetuar nga prishje terthore (fig.1). Ndikimi i diapirizmit nuk eshte spikates

ne antiklinalin e Trebishines (fig.1,8), tiparet e te cilit jane ato qe vrejme kudo ne gjithe brezin e Beratit. Theksojme se te dy antiklinalet e siperpermendur jane te tipit, brahrrudhe dhe i kane periklinalet verior me te zgjatur se ata jugore.

Strukturat e vargut perendimor te Bureto-Lunxherise paraqiten me nje asimetri te theksuar perendimore, qe kufizohen nga nje prishje regjionale me karakter shume mbihypes (fig.1,8). Ne drejtim te jugut, antiklinali i Buretos perplaset tektonikisht me diapirin e Zavrohinit, duke marre nje pamje specifike ne forme te gjuheve sinklinale dhe te hundeve strukturore (fig.1). Antiklinali i Buretos, ne pjesen qendrore te tij, merr trajten e nje monoklinali, ndersa ne veri dhe ne jug "gishtezohet" ne trajte te hundeve strukturore, te cilat ndahen nepermjet gjuhes sinklinale te Selckes dhe asaj te Argjirohorit (fig.1). Evaporitet e Glines, te cilat shfaqen gjate prishjes tektonike te krahut perendimor te antiklinalit te Buretos (fig.1), jane vazhdim i diapiritit te Zavrohinit dhe nepermjet tyre realizohet mbihypja ne drejtim te perendimit, e brezit te Beratit. Ne drejtim te veriut, prishja e krahut perendimor te antiklinalit te Lunxherise, vazhdon ne krahun lindor te antiklinalit te Golikose (fig.1), i cili merr pamjen e nje horsti, nen efektin e diapirizmit te deshtuar (fig.8). Antiklinali i Golikase ka pamje fresku, morfologji te zhvilluar dhe ne kuadrin e tij dhe njesi strukturore dytesore, te formuara per shkak te ndrydhjes te antiklinaleve, te Trebeshines ne lindje dhe Gribes ne perendim (efekti i zenies ne "dare"). Theksojme se, veç tipareve te pershkruara, strukturat e siper permendura, karakterizohen dhe nga vendosja ne forme "hapi", nga shfaqja e rrudhosjeve dytesore ne forme te hundeve strukturore, si dhe nga nje komplikim i theksuar tektonik i tyre (fig.1).

Nga diapiri i Zavrohinit edhe ne jug dallohen njesite e meposhtme: Monoklinali i Pogonianit, i cili paraqitet i rrudhosur dobet dhe i nderprere nga disa prishje terthore, te cilat te gjitha perfundojne ne evaporitet diapiritike (fig.1). Kufiri midis monoklinalit te Pogonianit me ato me veriore (fig.1), realizohet nepermjet nje prishje te vjeter terthore (prishja e Delvinakionit), e cila ne lindje shkakton formimin e ngritjes terthore te gelqeroreve (masivi i Tinfese) ne qender te sinklinalit te Epiro-Akarnanise (vazhdim ne jug i atij te Permetit), qe eshte pasoje e veprimit te diapirit te Zavrohinit (fig.1,7). Depozitimet e kretakut te siper te ketij masivi jane te dolomitizuara, gje qe eshte me e theksuar ne pjesen lindore te tij ku dhe facia behet me neritike.

Me ne jug zhvillohet antiklinali i madh i Janines, i cili perbehet nga antiklinale te qete dhe te rregullt me ndikim te diapirizmit evaporitik, si gjate planit te prishjeve aksiale, ashtu dhe ato oblike. (fig.1).

Nepermjet prishjes terthore te Petusit (fig.1) kalohet ne njesine e Lurasit, e cila dallohet qarte per natyren e saj mbihypese (fig.8) ne drejtim te perendimit. Karakterizohet nga nje zhvillim intensiv i nje tektonike vertikale duke reflektuar nje ndertim bllokor rrjedhoje e ndikimit te tektonikes evaporitike. Njesia e Lurosit vazhdon ne jube ne Akarnani (fig.1), duke patur ne perendim te tij nje diapir shume te fuqishem evaporitik dhe duke u paraqitur shume i mbihypur ne drejtim te perendimit, gje qe ka shkakuar maskimin thuajse total te vazhdimit te brezit sinklinal Memaliaj-Bocare-Anoraki (2,7).

Theksojme se fundi se strukturat e sektorit jugor ne teresi, kane orientim albanid (JL-VP) me azimut 3120 (deri ne gryken e Kelcyres), kurse me ne veri (deri ne Qafen e Kicokut) pesojne nje devijim me azimut 330°, duke formuar nje kurbature ne Kelcyre. Orientimi i fundit vazhdon edhe ne strukturat e sektorit verior, deri ne periklianin verior te antiklinalit te Shpiragut (fig.1), kurse me ne veri pesojne devijim ne drejtim te verilindjes.

Ne sektorin verior te brezit antiklinal te Beratit, zhvillohen struktura me tipare te tjera dhe te perhapura sipas disa ligjshmerive rigoroze.

Sic u theksua dhe me pare, dy vargjet strukturore me lindor, te perfaqesuara me antiklianlet e Terpan-Beratit e Rehoves (fig.1), jane vazhdim direkt i vargjeve jugore. Duke ikur ne drejtimin diagonal veriperendimor, shfaqen vargje te tjere strukturore, strukturat e fillimit te te cileve jane ne disa raste, te karakterit kupolar (Zhapokike, Plashnik), kurse te tjeret marrin trajten e brahiantiklinaleve. Ne pergjithesi permasat e strukturave jane mjaft me te vogla ne krahasim me ato te sektorit jugor dhe dendesia e tyre ne njesine e siperfaqes eshte me e madhe. Sharnieri i strukturave dora-dores ulet ne drejtim te veriut.

Sinklinalet ndares midis vargjeve strukturor jane ne pergjithesi te ceket, dhe me kalim te vijueshem. Antiklinalet e Zhapokikes dhe te Kullesit karakterizohen nga prania e rrudhosjeve dytesore, ne forme te hundeve te vogla strukturore. Antiklinali i Kucoves ne pjesen veriore te tij shkeputet tektonikisht ne te dy krahet (fig.1), duke marre trajten e nje "horsti". Antiklinali i Marakut, ne gjysmen veriore te tij, paraqitet i nderprere nga shume prishje terthore, per efekt te diapirizmit evaporitik (fig.1,10).

Duke e pare problemin ne regionalitet vrehet se bazamenti evaporitik i brezit te Beratit, me ane te fleksures se Qafes se Kicokut, ndahet ne dy zona: zona e thelle veriore me rrudhosje relativisht te dobet dhe me shperthim te fuqishem te evaporiteve ne siperfaqe, ne Dumre, shperthim i cili duhet te kete ndodhur qe ne fazen e strukturimit te brezit te Beratit dhe me vone eshte zhvilluar intensivisht ne menyre te vazhdueshme, me impulse te here pas hershme, qe kane prekur brezin sinklinal te Memaliajt (fig.11). Ne jug te Qafes se Kicokut, vihet re nje zhvillim intensiv i diapirizmit evaporitik (fig.4), i cili merr trajten e nje diapirigjigand, "koka" e te cilit shperthen ne siperfaqe ne nyjet e dobesuara tektonike, si ne Zavrohon, Akarnani etj. Ky "diapir" tavanin e tij e ka te komplikuar me "apofiza" evaporitike te deshtuara, te cilat ndikojne ne modelin strukturor te kompleksit mbievaporitik.

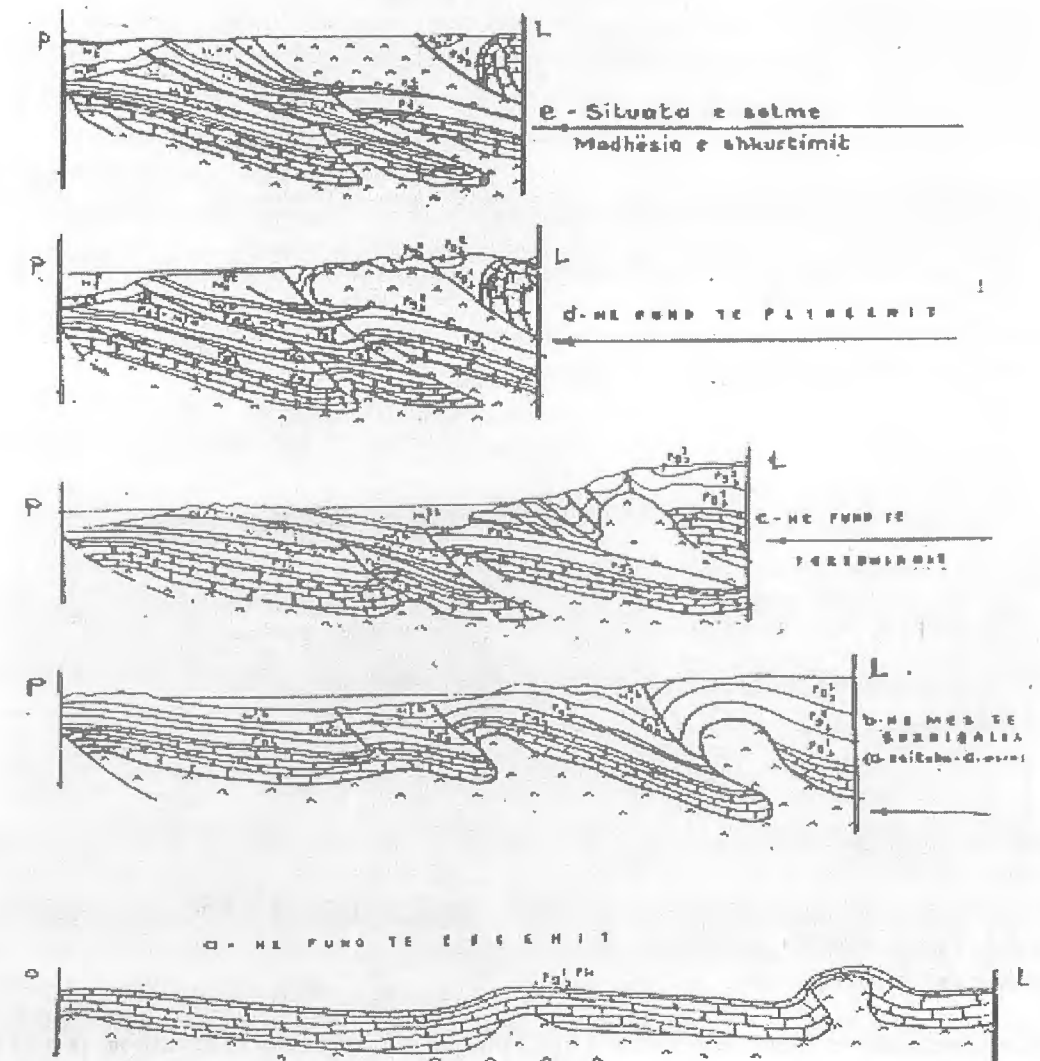


Fig.11 Skema e zhvillimit gjeologjik ne rajonin e Dumrese. Scheme of geological development in Dumrea region.

Duhet te nenvizojme se shperthimi i diapirit te Dumrese, Zavrohoni etj. ka qene nje proces i vazhdueshem, proces qe ka filluar qe ne stadin e zgjerimit dhe zhvillimin me te madh e ka arritur ne stadin e ngjeshjes. Tiparet perfundimtare i kane marre ne periudhen e postkolizionit (fig.11). Ne stadin e zgjerimit dhe ne pjesen e pare te atij te ngjeshjes (deri ne mbarim te oligocenit te siperm), zhvillimi i tektonikes evaporitike eshte kushtezuar kryesisht nga ligjesite e mosqendrueshmerise gravitacionale, kurse me vone ka predominuar faktori i tektonikes orogjenetike, duke u mos perjashtuar dhe zhvillimi i diapirizmit, ne baze te ligjesive te periudhes pararendese.

Punimet gjeologo-gjeofizike te kryera kane vertetuar mundesine e zhvillimit te antiklinaleve te Dumrese dhe Sqepurit (fig. 12,13) nen mbihipjen e brezit te Beratit. Te dhenat e gjeologjise siperfaqesore ne territorin grek (fig. 1) tregojne per zhvillimin e nje linje strukturore antiklinale ne perendim te prishjes regjionale te brezit te Beratit (linje antiklinale Thesprotikon-Kurenton-Kasidhiarise), linje e cila vazhdon ne drejtim te veriut duke iu futur nen vete diapirit te Zavrohoni (fig.1, 8, 9).

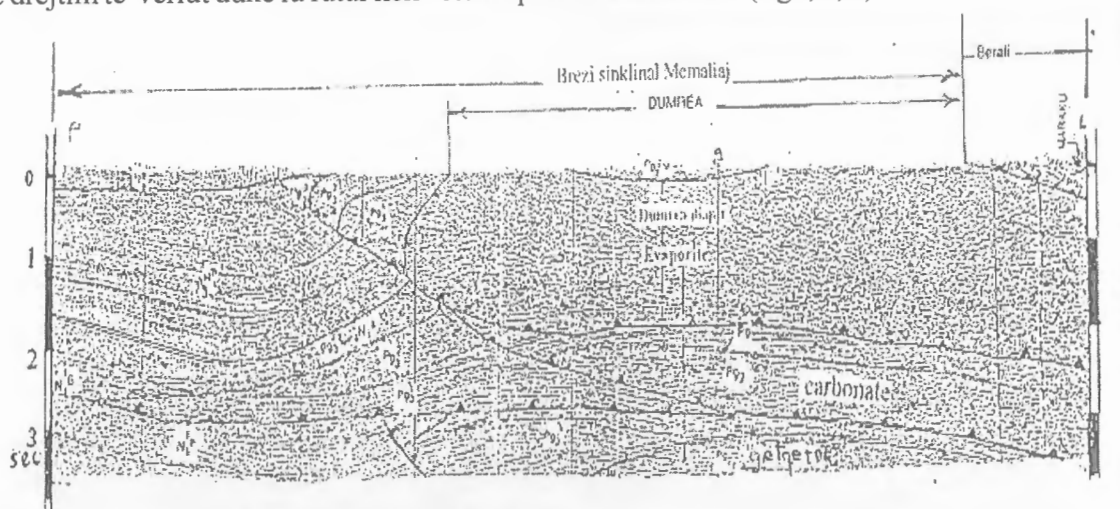


Fig.12 Prerje sizmike ne diapirin e Dumrese. Seismic cut in Dumrea diapir.

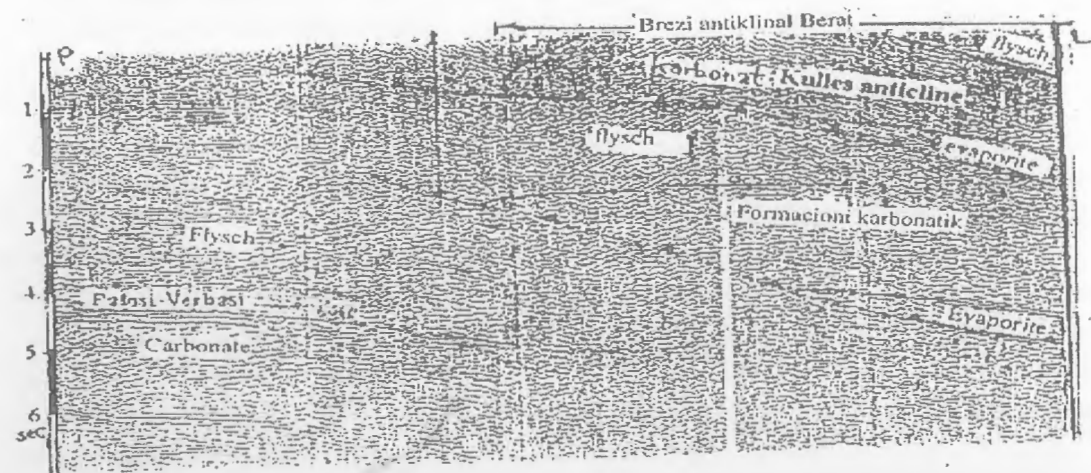


Fig 13 Prerje sizmike ne brezin e Beratit. Seismic cut in Berati belt.

Duke sintetizuar te dhenat e perfituara nga punimet e kompleksit te kryera ne veri (Dumre, Sqepur), me vrojtimet gjeologjike siperfaqesore te jugut (Greqi), me stilin tektonik shume mbihypes te brezit te Beratit (20-30 km.) ne drejtim te perendimit, eshte shume e mundshme qe nen kete mbihypje, te zhvillohet nje linje strukturore antiklinale me perhapje regjionale (nga antiklinali i Dumrese ne veri deri ne ate te Kasidhiarisit ne jug).

3. Perfundime

1- Dukuria e tektonikes evaporitike ne brezin antiklinal te Beratit, zhvillohet intensivisht ne zonat me trysni te ulet litostatike dhe ne nyjet e dobesuara tektonike, qe nga ana gjeologjike perkojne me zonat me trashesi te vogla te depozitimeve mbievaporitike dhe me intersektim te prishjeve terthore dhe gjatesore. Zonat qe plotesojne kushtet e mesiperme, jane ato te Dumrese, Zavrohoni dhe ne teresi bordi perendimor i brezit antiklinal te Beratit.

2- Ne saj te ndikimit te tektonikes evaporitike, brezi antiklinal i Beratit ndahet ne dy sektore me tipare te ndryshme tektonike, te ndare nga njeri-tjetri me nje fleksure me amplitude te madhe (Qafa e Kicokut): sektori jugor (Qafa e Kicokut e ne jug), qe karakterizohet nga zhvillimi intensiv i tektonikes evaporitike, qofte e shfaqur ne siperfaqe, qofte edhe ne thellesi si diapire te deshtuara (Goliko, Nemercke etj), duke u dhene strukturave tipare syndykore dhe sektori verior me zhvillim me te dobet te tektonikes evaporitike dhe me shfaqjen e diapirit te Dumrese ne ekstermin me verior te brezit te Beratit. 4- Diapiri i Zavrohoni nderpret tektonikisht gelqeroret e formacionit karbonatik te strukturave perreth dhe sebasnku me to mbihip ne drejtim te perendimit. Kjo tregon se ky diapir eshte zhvilluar qe gjate stadiit te hapjes dhe pjese se pare te atij te ngjeshjes, zhvillim qe eshte bere ne baze te ligjesive te mosqendrueshmerise gravitacionale.

3- Ne perendim, brezi antiklinal i Beratit kufizohet nga nje prishje e karakterit regjional, me ane se ciles realizohet mbihypja e ttij dhe maskimi i strukturave me perendimore. Nisur nga te dhenat e gjeologjise siperfaqesore ne territorin grek, ku ne perendim te kesaj prishje evidentohet nje linje antiklinale (Thesprotikon-Kasidhiarise), qe futet nen mbihipjen e brezit te Beratit dhe nga te dhenat e kompleksit (sizmik, shpime etj), qe evidentojne strukturat antiklinale te Dumrese dhe Sqepurit, po ne perendim te prishjes se mesiperme, nen mbihypje, tregojne se ne hapesiren qe bashkon ato, duhet te zhvillohet nje linje antiklinale perspektive.

4. Literatura

1. Dhimulla. D; Mehilla. LL; - Sqarimi I marredhenieve te zonave tektonike orogjen-platforme dhe roli I prishjeve terthore ne ligjesite themelore tektonike te pjeses jugore te Albanideve te jashtem. Fier, 1991
2. Bornovaj. I - Geological map of Greece. Second edition, Athens 1983
3. Velaj. T - Roli I formacionit evaporitik triasik ne evolucionin e zones Jonike. Nafta shqiptare Nr.3/1996
4. Velaj. T - Structural styles and exploration opportunities from thrust belt to platform in Western Albania. 61st Conference of EAGE, Helsinki, Finland. Extended Abstracts, Volume 1.
5. Velaj, T; Davison. I; Serjani. A; Astop G.I- The role of evaporites in the deformation of the Jonian zone in Albania and some implications for the hydrocarbon potential. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (in press)
6. Misha. V; Mehilla. LL; Dhima. S, etj - Studim mbi ligjesite tektonike, tektogjenezen dhe naftegaz-mbajtjen e strukturave te brezit antiklinal te Beratit te lidhura ngushte me efektivitetin e punimeve te kerkimit. Fier, 1983
7. JFP - JGRS - Etude geologique de l'Epire. Paris, 1969
8. - Diapirism and diapirs. Oklahoma, USA, 1968

Abstract

Features of the tectonics of Katjeli chromite deposit.

Katjeli chromite is located at the south-western part of Shebeniku-Pogradeci ultrabasic massif. It lies in the lower part of the mantle section, in tectonites.

It is intensely affected by the post-mineralization folding and faulting.

The folding, at least in the southern part of Shebeniku-Pogradeci ultrabasic massif, has caused the formation of small order anticline and syncline structures not only within the entire anticlinal structure of the massif but also along its longitudinal plane and extension direction.

There are two main systems of post-mineralization tectonics (fig.3);

1. Western dipping system (northwestern-southwestern)

2. Southeastern dipping system

In the tectonics of the first system their regeneration is observed (fig.4,5,6). The phases of tectogenesis recognized in the massif are also recorded in the ore deposit:

1. Tectogenesis phase of Upper Jurassic-Lower Cretaceous (of last Upper Jurassic) which led to the ore deposit folding. The formation of the longitudinal faults of slide-stress type with northeastern dipping is also consequence of this folding.

2. Tectogenesis phase of Maastrichtian-Paleocene which originated the faults with western dipping (northwestern - southwestern) of slide -stress character.

3. Tectogenesis phase of Middle Eocene-Oligocene (Rupelian) which brought to the overthrust of Upper Triassic limestones on the ultrabasic rocks.

The formation of new faults of upslide-stress type with western dipping (northwestern-southwestern) and the regeneration of the oldest faults with some extension elements (fig.4) were also related to the affect of this overthrust.

4. Upper Miocene phase which brought to the formation of faults of slide-stress type with southeastern dipping.

5. There is another phase belonging to after Lower Miocene which originated faults of slide-stress type with western dipping (northwestern-southwestern) and their regeneration (fig.5,6).

The size of the compression forces of Middle-Eocene-Oligocene (Rupelian) has been bigger than size of the ones of Maastrichtian-Paleocene (fig.4) and of after Middle Miocene (fig.5).

There are 5 main fault types recognized in Katjeli chromite deposit: two, that have acted in compression and which are the strongest and three other ones which have acted in extension and less stronger.

Finally, two conclusions of interest that might help the search of chromite orebody in Katjeli deposit would be the following ones: 1) the suspended ore blocks should be searched downward in southwestern direction and 2) in the lower part of the ore deposit the ore blocks should be searched in northeastern direction and it is expected that the chromite orebody will be appeared twice.

The search of the chromite orebody should be done in full conformity with the above mentioned features of tectonics.

MBI ECURINE E FLISHEVE NE SEKTORIN NE VERI TE DIAPIRIT KRIPOR TE DUMRESE

PETRAQ NAÇO

Mbi bazen e fakteve fushore, analizohet ecuria sturkturore e flisheve ne shtrirjen e sektorit ne fjale, marredheniet e tyre me diapirin kripor, ballafaqimi moshor i ketyre komplekseve shkembore etj. Gjithashtu mbi bazen e fakteve te analizuara nxirren rrjedhoja per zhvillimin tektonik e paleotektonik te ketij rajoni.

1. Hyrje

Rajoni i Dumrese vazhdimisht eshte konsideruar si nje e rendesishme gjeologjike, si per veçorit e ndertimit gjeologjik ashtu dhe per interesin e larte te kerkimeve. Ne ndertimin gjeologjik te ketij rajoni, krahas ligjesive te pergjithshme, verejme dhe veçori, te cilat rrjedhin si rezultat i veprimit te diapirit kripor, si nje force shtese, ne zhvillimin tektonik, ne krahasim me vazhdimet jugore e veriore.

Depozitimet flishore sa me teper i afrohen diapirit kripor aq me shume format sturkturore, qe ato ndertojne, pershtaten me ecurine kripore, sa me teper i largohen atij aq me shume ato perkojne me ecurine sturkturore te albanideve.

Format sturkturore te flisheve, ne sektorin prane diapirit, karakterizohen nga ndertim i qete ne trajte ondulimesh, me permasa te rangjeve te makrorrudhave.

Nivelet litologjike nga krahu perendimor i antiklinalit te Paprit, me azimut te qarte albanid, ne shtrirjen e tyre drejt jugut, ne menyre te vijueshme, pa e nderprere ecurine litologjike, hidhen e ndertojne format sturkturore, qe zhvillohen ne sektorin ne veri e veriperendim te diapirit kripor te Dumrese.

Perafersisht sipas sektorit ku nivelet litologjike marrin shtrirje te qarte albanide, verehen dhe kalime te fuqishme faciale.

Baza e transgresionit te serravalian-tortonianit vijon ne menyre te vazhdueshme nga Galushi ne drejtim te buzes perendimore te Dumrese.

Keto jane disa nga linjat kryesore qe mendojme te trajtojme ne kete artikull dhe qe na diktojne mendimin per nje zhvillim paleotektonik te hershem te diapirit kripor te Dumrese.

2. Pak histori

Rajoni i Dumrese dhe ai ne veri te tij vazhdimisht ka qene objekt studimesh te ndryshme. Mendojme se kjo ka ardhur nga ndertimi gjeologjik teper interesant me te cilin ai perfaqesohet ne siperfaqe. Vetem prania e diapirit kripor te Dumrese do te ishte e mjaftueshme qe ky rajon te behej qender kerkimesh. Shenjat e shumta te naftes qe heret kane joshur kerkimet. Rezultati: venburimi i Kucoves dhe i Pekisht - Murrizit. Megjithate, zhbirimi nuk ka marre fund, nafta merret ne Pekisht-Murriz por, nga vjen ajo ende nuk eshte e qarte.

Antiklinali karbonatik i Marakut, qofte si shenje qendrese apo relike e vjeter, gjithmone te fton ne hulumtime. Rezultati minimal, vetem antiklinali i Kucoves i zbuluar.

Flishet jane nje element tjeter ne shtrirje te kesaj hapësire. Ato e perqafojne dhe e çperqafojne diapirin kripor te Dumrese, konturojne nga te gjitha anet antiklinalin karbonatik te Marakut dhe forma te ngjashme disa kilometershe ndertojne ne Paper e Rove. Pra, flishet flasin dhe ende nuk e kane thene fjalen e tyre. Pusi Dumreja-7 eshte ne shpim (nje prove e vertete per gjeologjiine dhe mendimin gjeologjik), puse te tjere jane shpuar ne Paper e Rove, rezultati ende i bllokuar. Diku stili tektonik konceptohet vertikal (Gjenerali, 1966), diku tjeter teper i mbihypur (Thomai, 1988), interpretime te skajshme;

metodat gjeofizike ende nuk i kane ardhur si duhet ne ndihme gjeologjise, per rrjedhoje konceptimi gjeologjik i ketij rajoni mbetet i pakonsoliduar.

Per kete rajon, fillim per kerkimet gjithmone ka sherbyer gjeologjia dhe kur vjen puna ne interpretimet ajo ç'perfytyrohet (Thomai, 1988). Pse te ndodhe keshtu? Te vije nga tendenca per t'i komplikuar gjerat, apo nga mosnjohja e thelle gjeologjike.

Mendojme te jete kjo e dyta, te tjere e bejne gjeologjine ne terren dhe te tjere bejne projektimet. Gjeologjia gjithmone duhet te diktoje metodat ndihmese dhe jo t'i ruaje keto ne parim dhe ne realitet te diktohet nga keto te fundit; edhe kur ato ndodhen ne nje nivel minimal cilesie.

Rajoni ne fjale, ne kohe ne menyre te herepashershme i eshte nenshtuar kerkimeve dhe asnjehere nuk ka dale nga pozicioni i pasigurise. Menyra e te kerkuarit ne flukse, me duket jo e drejte, prandaj te caktojme sektorin perspektiv dhe t'i pervishemi punes ne menyre te pareshtur deri ne zbulimin e vendburimit te naftes, apo zgjidhjen ne menyre te njeanshme te ndertimit gjeologjik.

Kohet e reja kane sjelle me teper iniciative, me teper individualitet, kane sjelle mundesi te reja.

3. Mbi ecurine azimutale te flisheve nen faktorin diapir dhe jashte tij.

Ecuria azimutale eshte nje nder elementet baze qe ndihmon ne konceptimin tektonik te nje rajoni, ne dallimin dhe veçimin e njesive strukturore, ne leximin e marredhenieve midis tyre dhe ç'ka gjykojme me te rendesishme, ne ndihmen qe jep per konceptimin e evolucionit tektonik dhe ne veçimin e fazave rrudhosese

Konkretisht, rajoni qe kemi marre ne shqyrtim eshte i perfshire nga nje larmitet azimutal, madje perben nje veçori po ta krahasosh kete larmitet azimutal me shtrirjen albanide, Larmiteti azimutal verhet dhe ne perberje te nje strukture te vetme, por problemin e kemi per me gjere, per ecurine ne shtrirje te niveleve litologjike ne nje rajon qe ne ndertimin tektonik te tij eshte i perfaqesuar nga disa njesi struktore. Pra nuk do te bejme fjale per larmitetin azimutal strukturor, por per larmitetin azimutal nderstrukturor.

Tashme eshte i njohur orientimi albanid i njesive strukturore te zones tektonike Jonike, me shtrirjen e tij klasike VP-JL. Konkretisht, ne rajonin ne studim azimuti albanid i shtrirjes luhartet ne vlerat: 310-320 - 130-140. I permbahen ketij orientimi antikinali i Marakut, antikinali i Roves; pjeserisht, antikinali i Paprit, antikinali i Aspirajt, sinlinali i Cacabezes dhe qafat ndarese qe realizojne marredheniet Paper-Rove e Aspiraj-Rove. Konkretisht per rajonin ne fjale ecurine azimutale te flisheve mund ta shprehim ne tre grupime:

- ne ndertimin e njesive strukturore me orientim albanid,
- ne ndertimin e mikronjesive strukturore me orientim diapirik,
- ne ndertimin e njesive nderstrukturore.

Per rrjedhoje ecuria azimutale eshte e kondicionuar nga dy faktore tektonike:

- nga faktori strukturor, shprehja e te cilit eshte rrudhaformimi albanid
- nga faktori diapirik te cilin e konsiderojme si dytesore, rrjedhoje e te parit, shprehje e te cilit jane format strukturore qe formojne flisheet ne periferite e diapirit kripor.

Te dy keta faktore kane vepruar ne kohe, njeri si paresor dhe me kohe zgjatje me te madhe, tjetri si dytesor dhe me kohe zgjatje me te vogel. Gjithashtu kane vepruar dhe ne hapesire, i pari me shtrirje regjionale dhe i dyti me shtrirje lokale. Eshte gershetimi ne kohe dhe ne hapesire i ketyre dy faktoreve, qe çoi ne grupimet azimutale te mesiperme.

Pra, siç e shikojme, jane njesite antiklinale ato qe i japin tonin ecurise azimutale. Dhe nuk ka si te jete ndryshe. Jane prishjet e vjetra te bazamentit, te krijuara qe ne kohet me te hershme gjeologjike, kur baseni perjetonte gjendjen distensive, dhe qe kane sherbyer si shina nepermjet te cilave eshte zhvilluar gjithë ndertimi strukturor. Njesite sinklinale jane rrjedhoja te njesive antiklinale, ndaj pergjithesisht ato kane orientimin e ketyre te fundit. Ato i qendrojne gjithnje e me besnike ketij orientimi, drejt niveleve me te vjetra moshore dhe ne drejtimin e kundert rritet mundesia e devijimit.

Sinklinalin e Cacabezes, per nga orientimi azimutal, mund ta ndajme ne tre pjese: pjesa jugore, qe ka orientim azimutal J-V, pjesa qendrore qe ka orientim JL-VP dhe pjesa veriore qe ka orientim V-VL: J-JP. Per rrjedhoje edhe flisheet qe ndertojne krahun lindor te kesaj njesie dhe njekohesisht krahun perendimor te antikanalit te Paprit, ne diapazonin moshor oligocen i siperm- burdigalian ne ecurine e tyre te shtrirjes, shprehin po keta sektore azimutale, kalimi ndermjet te cileve behet nepermjet dy anomalive azimutale. Ne anomaline veriore, te fiksuar ne sektorin e Paper-Sallakut, nga jugu ne drejtim te veriut, azimuti i renies se depozitimeve fillimisht luhartet ne vlerat 220-230° mandej ne nje sektor 2-3km luhartet ne vlerat 290-305° dhe akoma me ne veri shkon perseri ne vlerat 240°. Pra, kjo ecuri depozitimesh ne shtrirje ka formen e nje fleksure (fig. 1), e cila perkon dhe me ngushtimin e menjehershem te sinklinalit te Cacabezes.

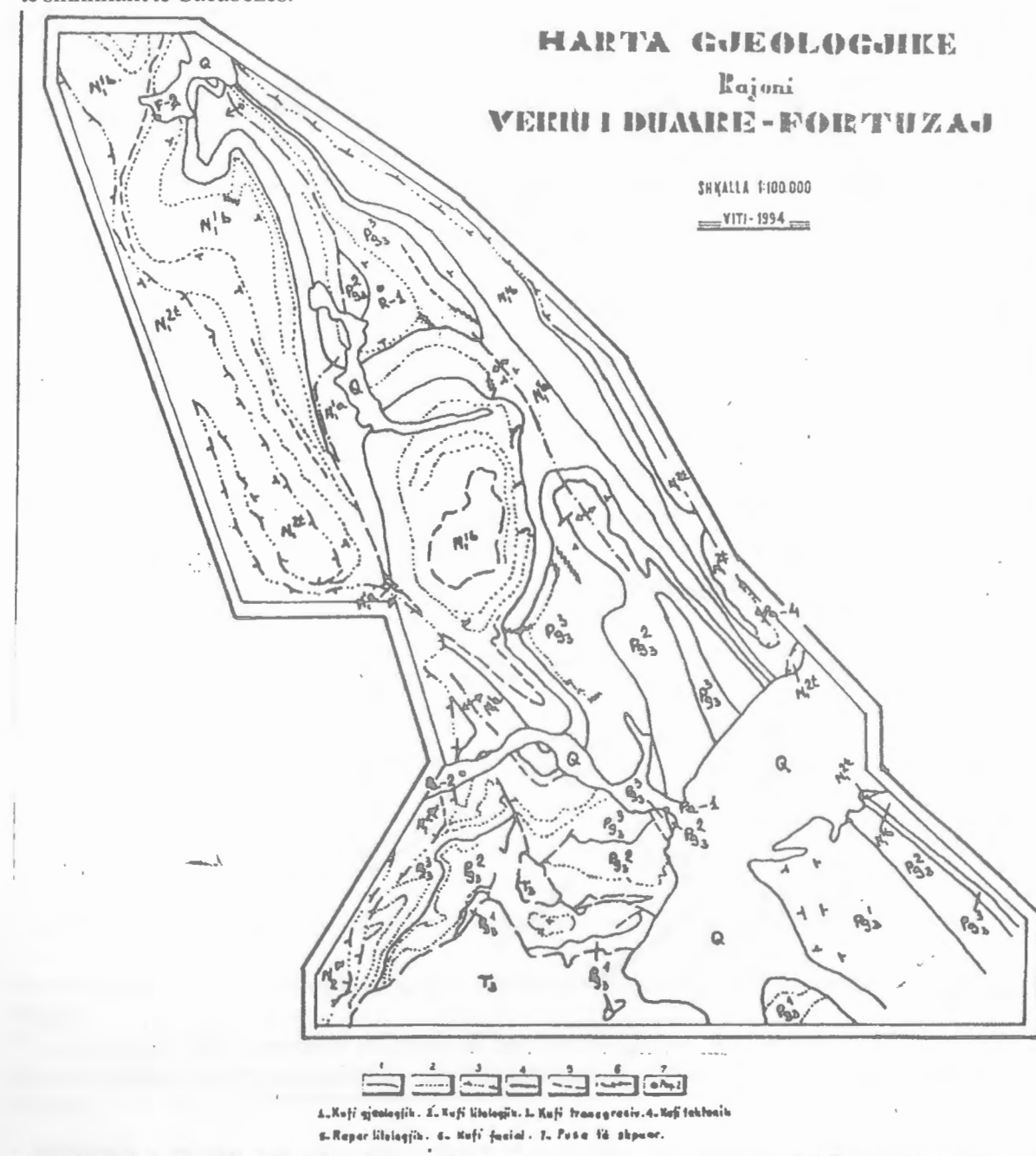


Fig.1 Rajoni veriu I Dumrese-Fortuzaj
Northern Dumre-Fortuzaj region

Keto te dhena te shtyjne te hulumtosh, te kerkosh shkaqet e krijimit te kesaj tabloje azimutale. Fleksurat gjithmone kane kuptimin permbledhes. ndoshta edhe ne kete rast ato bejne perfshirjen e dy njesive tektonike ne nje njesi te vetme, per nivelet e akujtanianit (fig. 2). Pra, ne perendim te antikanalit te Paprit, mund te zhvillohet nje njesi tjeter antiklinale me mbyllje veriore ne pozicionin e fleksures ne fjale, unifikimi i te cilave eshte bere gjate oligocenit te mesem e me heret (fig. 2,3).

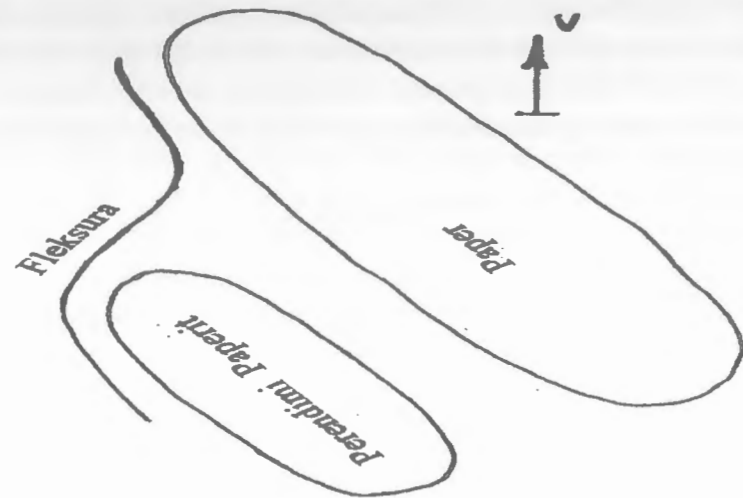


Fig.2 Paraqitja skematike ne planin e kuptimit tektonik permbledhes te fleksures se Paper-Sallakut
Schematic representation on plane of the summary tectonic conception of Paper-Sallaku flexure

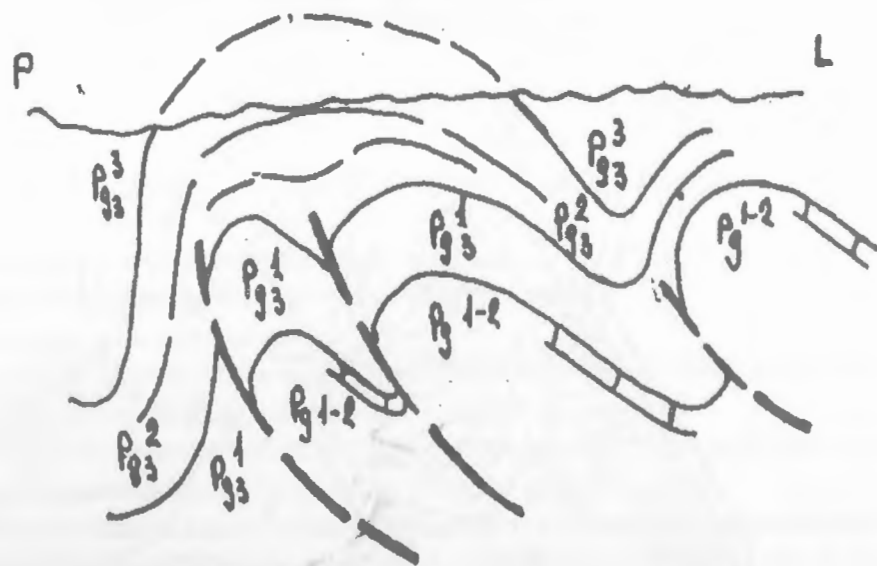


Fig.3 Paraqitja skematike ne profil e unifikimit te njesive tektonike, per nivelet e oligocenit te mesem e me heret
The schematic representation in profile of the unification of the tectonic units for the levels of the medium Oligocene and sooner.

Faktor tjetet per kete ecuri azimutale depozitimesh, mund te mendosh dhe influencen e diapirit te Dumrese. Keto flishe duke qene me prane oxhakut te derdhjes se kripes, kane qene nen ndikimin e nje force plus ne relacion me pjeset e tjera te struktures se Paprit dhe fleksura te perfaqesoje varesine grafike te shuarjes se influences se diapirit ne drejtim te veriut (fig. 4).

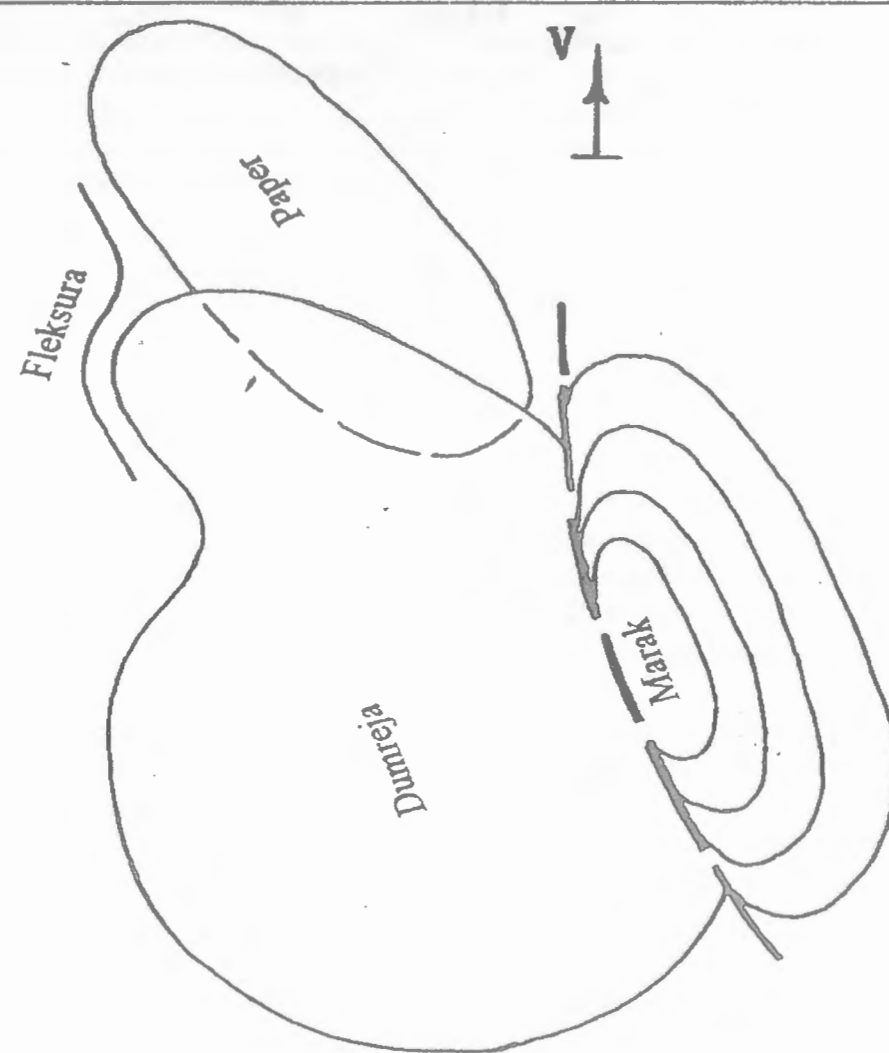


Fig.4 Paraqitja skematike ne plan e marredhenieve nderstrukture ndermjet diapirit kripor te Dumrese, antiklinalit te Marakut e paprit dhe kuptimi i fleksures se Paper-Sallakut nen faktorin diapir
The schematic representation on plane of the interstructure relation between salty diapir of Dumre, Marak and Paper anticline and the conception of Paper-Sallaku flexure under Diapir factor.

Pra, aty nga fundi i oligocenit te poshtem, masa kripore e rrjedhur nga prishja perendimore e antiklinalit te Marakut, ka vershuar edhe mbi pjeset e ulura, ne perendim te tij duke iu bashkangjitur keshtu relievit te ngritur te antiklinalit te Paprit (fig. 5).

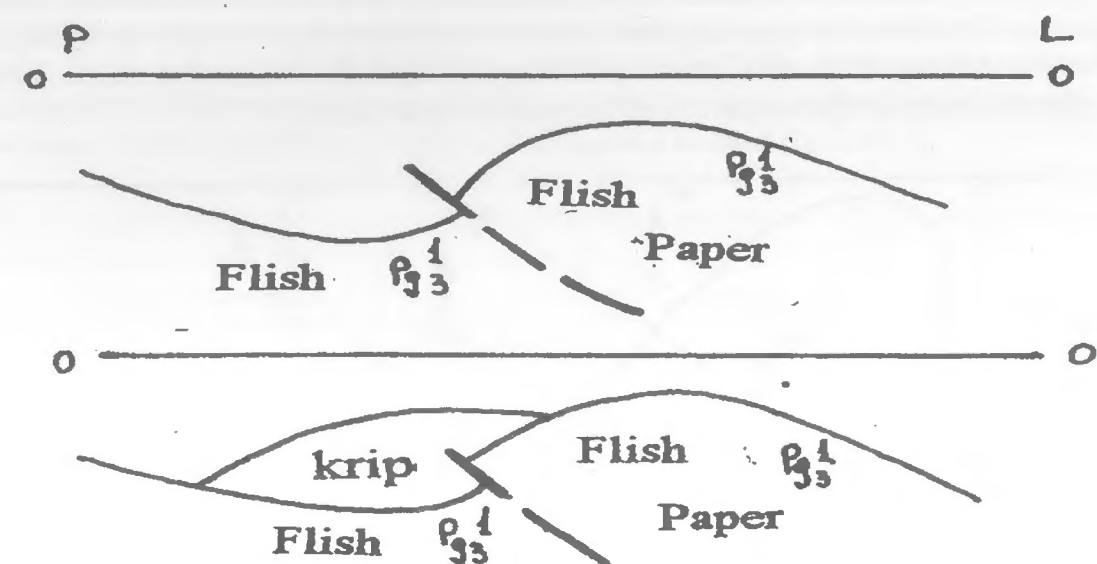


Fig.5 Paraqitja skematike terthore e fundit te detit ne pjesen jugore te Paprit para dhe pas shperthimit te kripes. Fundi I oligocenit te poshtem.
The schematic representation transversally of the depth of the sea in the southern part of Paper before and after the eruption of the salt. The end of botton oligocene.

Kete gje e shikojme sot te reflektuar ne zgjerimin qe peson ne nivelet flishore pjesa jugore e antiklinalit te Paprit, dhe ne ndryshimin azimutal qe eshte i shprehur ne fleksuren qe sapo diskutuam (fig. 1)

Ne anomaline jugore te fiksuar ne sektorin e lumit Shkumbin dhe gjate gjithë ballit verior te diapirit kripor te Dumrese, azimuti i renies nga perendimor qe eshte, ne menyre graduale migron duke u kthyer ne verior e veriperendimor, e derisa ne sektorin e Pekishtit kthehet perseri perendimor. Pra, ecuria e azimutit te renies se depozitimeve merr karakter nderstrukturor duke iu shmangur jo vetem ecurise strukturore te Albanideve por duke krijuar dhe nje shperfytyrim te pjesshem te njesive strukturore qe marrin pjese ne kete sektor. Konkretisht, trashesia e depozitimeve oligocen i mesem- burdigalian, qe nderton krahun perendimor te antiklinalit te Paprit, ne ecurine e saj drejt jugut, ne menyre graduale, e braktis kete element strukturor dhe fillon ndertimin e njesive te tjera strukturore. Pjesa e siperme e trashesise, perfshire moshat akujtanian-burdigalian, nderton centriklinalin jugor te sinklinalit te Cacabazes, ndersa pjesa e poshtme e trashesise realizon degradimin e plote te centriklinalin jugor, te sinklinalit te Cacabazes dhe merr pjese ne ndertimin e disa makrorrudhave me azimut te pergjithshem te renies se depozitimeve verior e veriperendimor, renie kjo qe eshte pothuajse paralele me kontaktin kripe - flish (fig. 1). Pra, shikojme qe gjate ecurise ne shtrirje te depozitimeve, ne sensin e ecjes nga veriu ne drejtim te jugut, sa me teper i afrohem diapirit kripor te Dumrese, aq me shume ato e braktisin shtrirjen albanide dhe aq me teper konsolidojne nje shtrirje te re paralele me kontaktin flish-kripe. Ky eshte nje fakt qe flet qarte, se ne ndertimin tektonik te ketij rajoni, krahas rrudhaformimit albanid, ka vepruar fuqishem dhe influenca diapirike. Madje, per nje diapazon kohor te caktuar, te fiksuar aty nga fundi i oligocenit te poshtem, influenca diapirike ka dominuar mbi rrudhaformimin albanid. Vetem keshtu mund te shpjegohen anomalite dhe migrimi azimutal qe shtjelluam me lart. Shperthimet diapirike flasin per veprimin e fazave te fuqishme rrudhaformuese. Shoqerimet e vijueshme qe i bejne nivelet flishore daljeve diapirike, flasin per kohe pozicionimi te ketyre daljeve, para kohes se formimit te niveleve

flishore shoqeruese. Konkretisht, nivelet flishore te oligocenit te mesem, qe ndertojne krahun perendimor te antiklinalit te Paprit, ne ecurine e tyre drejt jugut, ne menyre te vazhduar, pa nderprere vijueshmerine azimutale ndertojne edhe periferite veriore te diapirit kripor te Dumrese, mandej periferite perendimore e keshtu me radhe. Ky fakt na jep te drejten te gjykojme qe diapiri i Dumrese, eshte pozicionuar ne kufijte qe takohet sot, perafersisht aty nga fillimi i oligocenit te mesem. Prania e fragmenteve te oligocenit te poshtem perreth diapirit, nderprershmeria e tyre, perplasja ne kontaktin flish-kripe dhe vazhdimesia normale mbi to e oligocenit te mesem flet gjithashtu per fillim te zhvillimit masiv te diapirit aty nga fundi i oligocenit te poshtem dhe per kohe zhvillimi te fuqishem te tij ne nje diapazon kohor te caktuar te fiksuar aty nga fundi i oligocenit te poshtem fillimi i oligocenit te mesem. Keto fakte, ne menyre te njeanshme, te diktojne mendimin se nen diapirin kripor nuk kemi se ç'te takojme tjeter, veçse depozitimet flishore te oligocenit te poshtem.

4. Mbi ballafaqimin moshor te depozitimeve flishore me ato kripore.

Diapiri kripor i Dumrese, pothuajse ne pjesen me te madhe te tij, kontakton me depozitimet flishore te oligocenit te poshtem e te oligocenit te mesem (harta 1:20 0000). Pra depozitimet me te vjetra qe takohen perreth tij jane ato te oligocenit te poshtem. Eshte fakt qe depozitimet e oligocenit te poshtem, ne trajte fragmentare, takohen ne gjithë periferine rrethore te diapirit kripor, pra ato nuk jane te vijueshme ne ecurine e tyre ne shtrirje, por segmentohen ne kuadrin e kesaj mase diapirike. Gjithashtu, eshte fakt qe depozitimet e oligocenit te mesem vendosen normalisht mbi ato te oligocenit te poshtem (fig. 1) dhe ne vazhdim te ketij normaliteti ato ndjekin ecurine e tyre ne shtrirje duke marre pjese ne ndertimin e njesive te ndryshme strukturore pa e nderprere per asnje çast vijueshmerine e tyre ne shtrirje. Mbeshtetur ne faktet e parashtruar me siper, mendojme se te pakten diapiri kripor i Dumrese duhet te kete kaluar neper tre faza zhvillimi tektonik

- Faza e pare ka kapur kohen para fundit te oligocenit te poshtem qe faktohet; nga prania e depozitimeve te oligocenit te poshtem, si me te vjetra ne gjithë zhvillimin e kontaktit flish-kripe; nga shfaqja e tyre ne trajte rrethore ne gjithë periferine kripore dhe nga vendosja normale e depozitimeve te oligocenit te mesem mbi ato te oligocenit te poshtem.

- Faza e dyte ka kapur kohen aty nga fillimi i oligocenit te mesem qe faktohet; nga segmentimi dhe perplasja e ketij diapazoni depozitimesh ne gjithë shtrirjen e periferise diapirike.

- Faza e trete ka kapur kohen pas fillimit te oligocenit te mesem qe faktohet; nga ecuria e njetrajtshme strukturore e depozitimeve nga momenti ne fjale deri ne burdigalian, nga format strukturore me orientim diapirik te formuara nga flishet gjate gjithë periferise kripore, nga permbyesja e depozitimeve qe kap gjithë diapazonin flishor dhe nga nderprerja e segmentimit te depozitimeve, per trashesine flishore pas fillimit te oligocenit te mesem.

Nga vrojtimit dhe matjet e kryera rezulton se keto faza nuk kane patur te njejtin intensitet zhvillimi. Madje duket qarte qe intensiteti i zhvillimit nga faza e pare tek faza e trete, ka ardhur gjithnje ne ulje, ne raporte te ndjeshme (fig. 6).

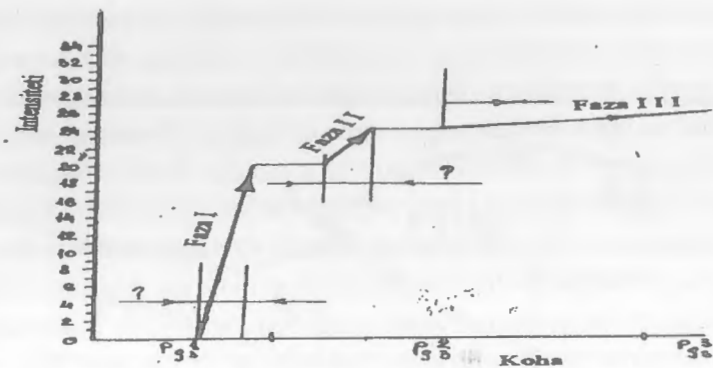


Fig.6 Paraqitja grafike e intensitetit te fazave diapirike ne funksion te kohes gjeologjike (perafersisht)
The graphic representation of the intensity of the diapiric phases in function of geological time (aproximately)

Ne qofte se gjithë zhvillimin tektonik te diapirit kripor te Dumrese e ndajme ne 27 njesi, 20 njesi jane zhvilluar gjate fazes se pare tektonike, ndersa 7 njesi jane zhvilluar gjate fazes se dyte dhe te trete. Nga keto 7 njesi, pjesa me e madhe eshte zhvilluar gjate fazes se dyte, ndersa nje pjese e vogel eshte zhvilluar gjate fazes se trete. Kjo eshte e mbeshtetur nga fakti qe, gjate fazes se dyte, forcat diapirike kane qene ne stade te tilla qe çuan ne segmentimin e depozitimeve flishore (fig. 7), ndersa gjate fazes se trete kane qene ne stadin e palosjes (formimit te rrudhave dhe asimetrise se tyre). Nga diskutimet e parashtruara me siper nxjerrim dhe keto rrjedhoja, antiklinali i Marakut dhe antiklinali i Kuçoves zhvillimin e tyre strukturor maksimal e kane patur para fazave diapirike (fig. 7).

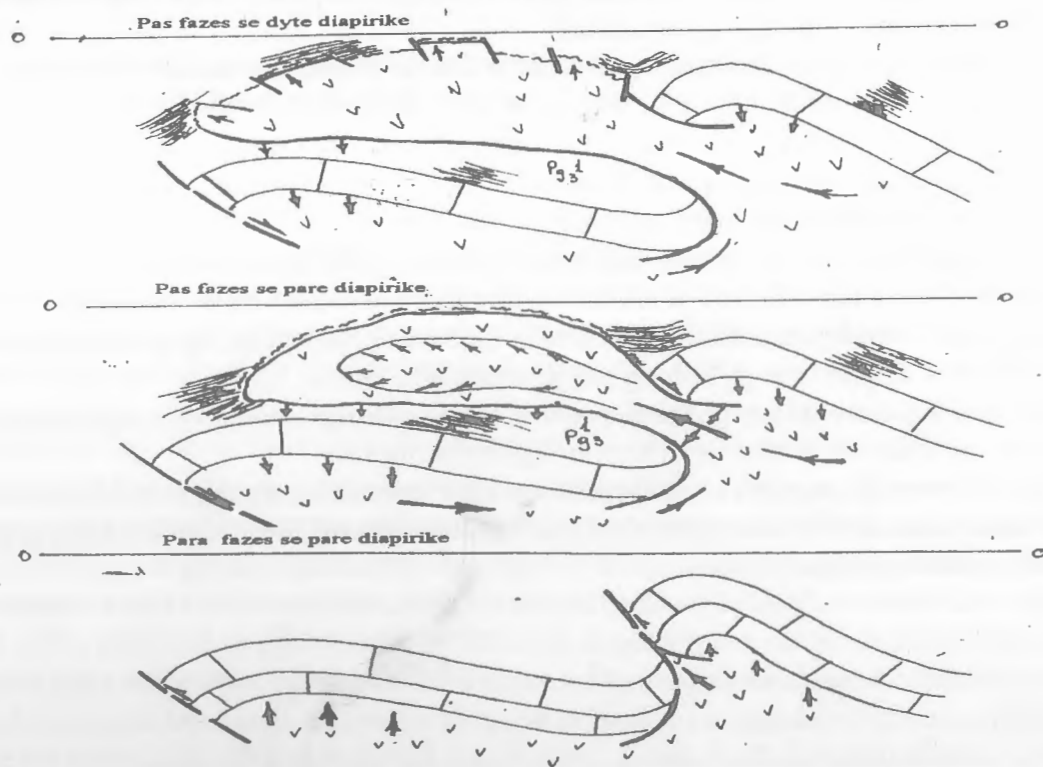


Fig.7 Paraqitja e skematizuar e zhvillimit paleotektonik te diapirit kripor te Dumrese. Ecuria ne kohe e tensioneve tektonike dhe relacionet evaporite-basen ne kuadrin e ketij diapirizmi.
The schematic representation of the paleotectonic development of Dumre salty diaper. The development in time of the tectonic tensions and the evaporite-basin relations.

Gjate zhvillimit diapirik, procesi i strukturimit duhet te jete nderprere per arsye te krijimit te oxhakut shkarkues. Madje hipsometrikisht, te dy keto antiklinale duhet te kene pesuar ulje ne reference me zhvillimin e tyre strukturor maksimal, ulje e cila çoi ne varrosjen e antiklinalit te Kuçoves. Pra gjate kohes se lulezimit te fazave diapirike, fazat strukturore jo vetem qe kane pushuar se funksionuari, por njesite strukturore qe ato kane formuar, kane pesuar edhe inversione te fuqishme.

Te menduarit e kohes se strukturimit maksimal te Marakut, nga mesi i oligocenit te poshtem e me heret, na jep te drejten qe kete kohe strukturimi ta shtrijme dhe per njesite strukturore qe ndodhen ne vazhdim, si antiklinali i Paprit, antiklinali i Roves etj.

Faza e pare diapirike ka filluar zhvillimin e saj gjate oligocenit te poshtem, me teper nuk kemi te dhena qe ta saktesojme. Keshtu qe direkt nen diapirin kripor, depozitimet qe priten te takohen do jene ato te oligocenit te poshtem. Per trashesine e tyre nuk mund te gjykojme.

5. Mbi ecurine strukturore te niveleve flishore.

Njesite strukturore qe evidentohen ne rajon jane: antiklinali i Marakut, antiklinali i Paprit, antiklinali i Roves, sinklinali i Cacabezes, sinklinali i Vrapit, antiklinali i Aspirajt, zona e rrudhosur perreth diapirit kripor dhe diapiri kripor i Dumrese (fig. 8).

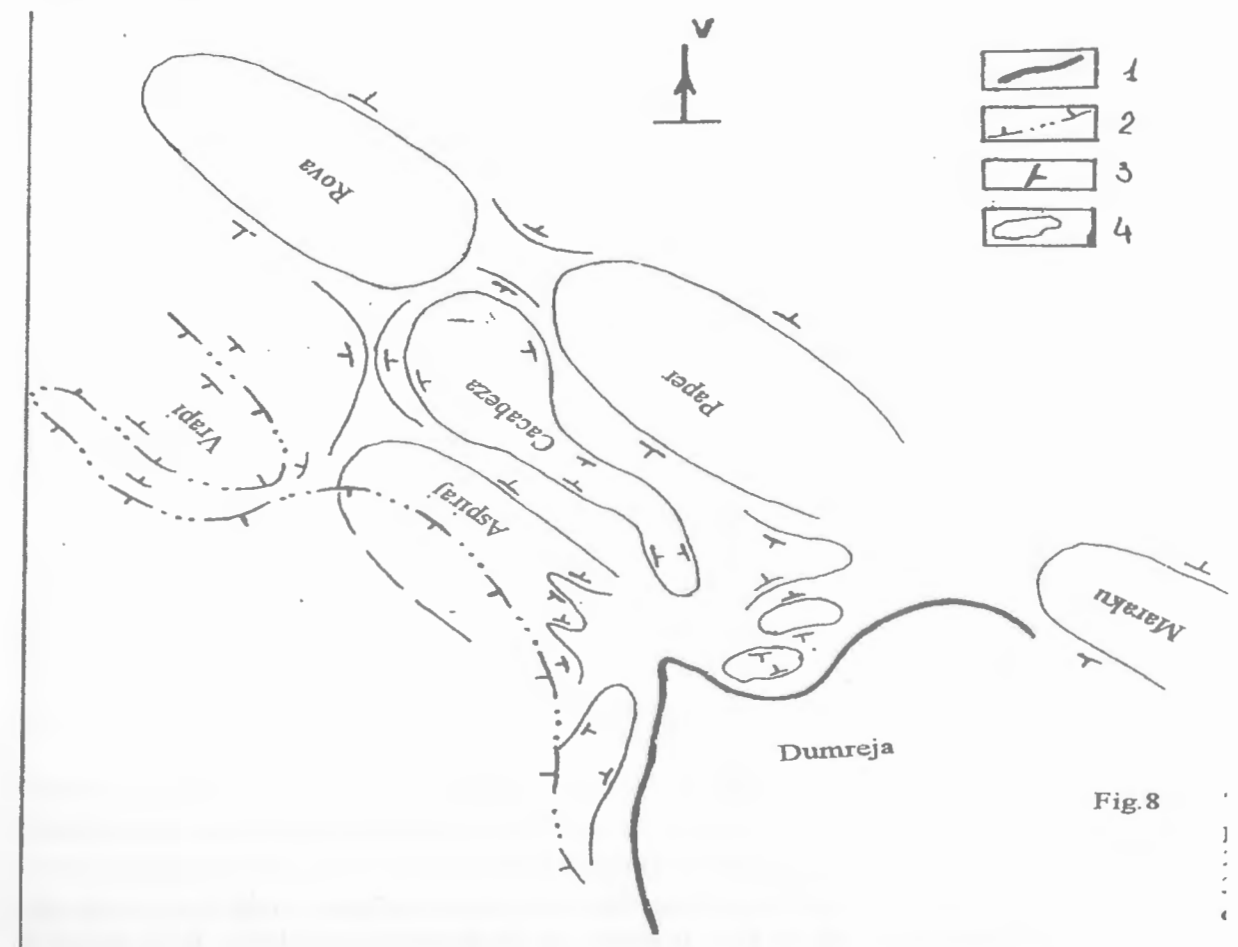


Fig.8 Skice tektonike e ecurise se niveleve flishore ne sektorin verior te diapirit kripor te Dumrese. 1. Kontakti flish-kripe, 2. Vendosja transgresive e tortonianit mbi me te vjetrat, 3. Renia e depozitimeve, 4. Ecuria ne shtrirje e niveleve litologjike.
Tectonic outline of the flisch levels in the northern part of Dumre salty diaper. 1. Flisch-salt contact, 2. The transgressive placing of toortonian over the older, 3. Fall of the deposits, 4. Development in extension of the lithological levels.

Antiklinali i Marakut eshte nje njesi strukturore me elemente te plote, modeli i stukturor i se ciles eshte plotesisht i vertetuar, sepse kjo eshte nje strukture qe ekspozohet ne siperfaqe, si per nivelet flishore dhe per ato karbonatike. Antiklinali i Paprit shtrihet ne veri-veriperendim te antiklinalit te Marakut. Ndertohet ne berthame nga nivelet flishore te oligocenit te mesem, dhe eshte nje strukture qe shprehet ne siperfaqe pothuajse e plote, me te gjithe elementet strukturore. Kesaj strukture i mungon periklinali jugor, sqarimin e ekzistences se te cilit dhe te marredhenieve te tij me antiklinalin e Marakut e veshtireson prania e fushes kuaternare te lumenjve Shkumbin e Devoll.

Megjithate verehen keto fakte:

Nivelet me te reja qe ndertojne periklinalin verior te antiklinalit te Marakut jane ato flishore te oligocenit te poshtem, nderkohe qe nivelet me te reja qe ndertojne periklinalin jugor te tij dhe realizojne marredheniet me antiklinalin e Kuçoves jane ato te oligocenit te siperm. Nivelet me te vjetra qe bejne unifikimin e antiklinaleve te Paprit, Marakut dhe diapirit kripor jane ato te oligocenit te mesem.

Nivelet me te reja qe ndertojne periklinalim verior te antiklinalit te Paprit dhe qe realizojne marredheniet me antiklinalin e Roves jane ato te akujtanianit.

Nga keto fakte nxjerrim keto rrjedhoja: antiklinali i Marakut dhe i Kuçoves kohen e strukturimit maksimal, kohe gjate se ciles strukturimi ka mbizoteruar mbi sedimentimin, e ka patur nga fillimi i oligocenit te siperm e me heret, ndersa gjate oligocenit te siperm ka ndodhur procesi i inversionit, ku strukturimi erdhi gjithnje ne ulje, duke ia lene vendin sedimentimit dhe duke çuar keshtu ne unifikimin e njesive strukturore.

Marredheniet ndermjet antiklinaleve te Paprit e Marakut jane unifikuar aty nga fillimi i oligocenit te mesem. Pra, shikojme qe koha e unifikimit strukturor eshte me e hershme se ajo ndermjet Marakut e Kuçoves. Kjo mendojme se lidhet me nderhyrjen e diapirizimit, duke u konceptuar ne trajten e nje anomalie lokale, qe ka çuar ne pakesimin e intensitetit te strukturimit ne krahasim me sektoret jugore e verior duke na dhene keshtu perafersisht dhe kohen e fillimit te shperthimit diapirik.

Antiklinali i Paprit dhe i Roves kohen e strukturimit maksimal e ka patur nga fillimi i akujtanianit e me heret, gjate akujtanianit ka ndodhur procesi i unifikimit te ketyre njesive strukturore, qe eshte shprehje e mbizoterimit te sedimentimit mbi strukturimin, duke çuar keshtu ne mbushjen e qafave ndarese. Nga sa analizuam me siper nxjerrim qe, per struktura me te njejten shtrirje azimutale, procesi i strukturimit ka migruar nga jugu ne drejtim te veriut. Antiklinali i Paprit shuhet ne kuadrin e krahut lindor te antiklinalit te Roves, ndersa antiklinali i Aspirajt shuhet ne kuadrin e krahut perendimor te antiklinalit te Roves. Marredheniet ndermjet ketyre njesive strukturore realizohen me ndermjetesine e dy qafave ndarese, te cilat jane te shprehura qarte ne terren. Pra, antiklinalin e Roves mund ta futesh ne nje linje antiklinale edhe me Paprin edhe me Aspirajn. Ky eshte nje fakt, qe te dikton ate, qe koncepti linje antiklinale apo varg antiklinal duhet pare me rezerve. Kete konkluzion e mbeshtet dhe pozicioni hapesor i sinklinalit te Cacabzes i cili perfaqeson nje grope nderstrukturore pa vazhdime veriore e jugore ne trajte linje sinklinale (fig.1,8).

Sinklinali i Cacabzes ka nje ecuri strukturore ne shtrirje te larmishme (fig. 1) e cila mendojme se eshte shume domethenese. Pjesa qendrore e sinklinalit ka orientim albanid, ç'ka flet per ate qe pjesa e hullise mbi te cilen eshte formuar sinklinali dhe forcat strukturore, ka qene me orientim albanid. Pjesa veriore e sinklinalit ka orientim jug-veri, orientim i diktuar nga ecuria ne shtrirje e mbylljeve periklinale dhe marredhenieve ndermjet tyre, pra kemi te bejme me nje grope nderperiklinale. Pjesa jugore e sinklinalit ka nje orientim te lakuar dhe te degezuar. Degezimi perendimor, i cili eshte dhe me i shprehuri, ne menyre graduale braktis orientimin albanid dhe sa me shume i afrohet diapirit kripor te Dumrese merr nje orientim te ri, ne trajte te lakuar paralel me ballin e diapirit kripor. Degezimi lindor eshte me i dobet dhe tenton te shprehe ate pjese te ulur qe ka ekzistuar midis antiklinaleve te Paprit, Marakut dhe diapirit kripor. Kjo ecuri e lakuar e sinklinalit eshte e shprehur nga kompleksi i depozitimeve, qe kap diapazoninin moshor nga oligoceni i poshtem deri ne burdigalian.

Nga sa parashtruam me siper gjykojme qe: format strukturore sinklinale jane te varura nga format strukturore antiklinale. Degezimet e hullive jane bashkeshoqeruese te sinklinaleve sepse keta te fundit gjithnje kane tendencen te bejne unifikimin e njesive te ngritura. Ecuria e lakuar e sinklinalit dhe mbushja e tij me depozitime nga oligoceni i poshtem deri ne burdigalian, flet per ekzistencen e kesaj hullie te lakuar qe para kompleksit depozitues mbushes. Kjo gje na shtyn te mendojme qe, ne kufijte kohore te oligocenit te poshtem diapiri kripor i Dumrese ka patur zhvillimin e tij maksimal dhe perafersisht ka kapur pozicionin hapesor qe ka dhe sot. Tjeter qe, po ne keta kufij kohore, per sektorin perreth diapirit, ka ndodhur procesi i inversionit, ku forcat strukturore albanide, ne menyre proporcionale ia kane lene vendin forcave tektonike diapirike. Pra, anomalite strukturore per kete sektor ne relacion me ecurine Albanide, jane efekte direkte te forcave tektonike e diapirike, te cilat kur hyjne ne fushen e tyre te veprimit bejne te shuhet fare forcat tektonike regjionale. Ekzistenca e sinklinalit te Pekishtit dhe sinklinalit te Linasit flet per relievin e ulur ne trajte unaze qe ka ekzistuar perreth diapirit kripor dhe qe eshte shprehja e marredhenieve te tij me relievin ekzistues (fig. 9).

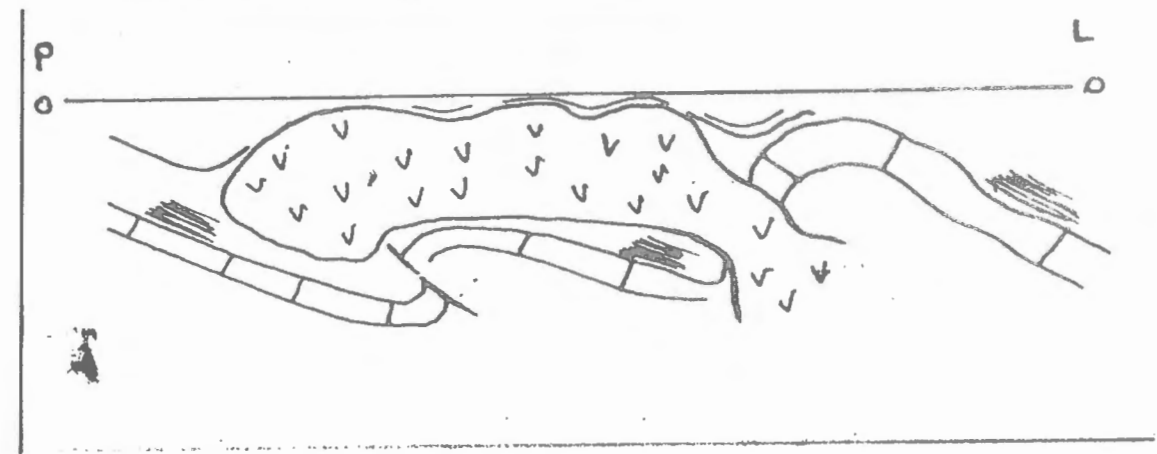


Fig.9 Skematizimi I ecurise se diapirit kripor dhe I relievit nenujor te formuar ne fund te zhvillimit te fuqishem diapirik
Outline of the development of the salty diaper and underwater relief formed in the end of the strong diaper growth.

Ne buzen perendimore te diapirit, nivelet kripore duhet te kapin kuotat me te uleta, duke mbushur pjesen e ulur qe ka ekzistuar midis antiklinalit te Dumrese dhe njesise me perendimore. Ndersa sinklinale apo antiklinale e vegjel, qe verehen ne periferine veriore te Dumrese, jane shprehje e relievit mikromalor qe ka ekzistuar mbi kurrizin e diapirit kripor (fig. 9).

6. Mbi ecurine ne kohe te kontaktit flish - kripe.

Ne nivelin e tanishem te studimeve, kontakti ndermjet shkembinjve flishore-karbonatike dhe atyre kripore konceptohet si nje kontakt i paster tektonik. Kjo ka ndodhur sepse diapiri kripor i Dumrese eshte konceptuar me kohe shperthimi e zhvillimi pas tortonianit (Bakia 1989, Bandilli 1988). Nga vrojtimet fushore dhe rrjedhojat e nxjerra prej tyre, te cilat i kemi trajtuar me lart, mendojme qe kontakti ne fjale ka nje natyre te dyfishte tektoniko-transgresive. Fillimisht, me fillimin e shperthimit diapirik, ai ka patur nje natyre te paster tektonike, ku masa kripore ne trajten e nje pyke ka çare kompleksin shkembor karbonatiko-flishor (fig. 7). Kjo natyre pothuajse ka mbizoteruar gjate kohes gjeologjike qe diapiri kripor i Dumrese ka realizuar zhvillimin e tij maksimal, perafersisht ne pozicionimet e sotme hapesinore.

Me konkretisht, gjithe shkembinjte qe i poshteshtrohen mases kripore te rrjedhur kane patur dhe kane kontakt te paster tektonik, moshja e te cilit eshte ajo e depozitimeve me te reja, qe takohen

nen kete mbulesa kripore. Ndersa siperfaqja e siperme e diapirit kripor ka patur nje natyre te nderthurur, e cila gjate kohes qe diapiri jetonte kohen e zhvillimit maksimal ka patur natyre tektonike, ndersa kur diapiri jetonte faza qetesie dhe mbi te fillonte procesi i sedimentimit, ajo merrte natyre transgresive.

Me konkretisht, siperfaqja e siperme kufizuese e diapirit kripor, duhet te kete natyre te paster transgresive, moshja e se ciles eshte ajo e depozitimeve me te vjetra qe takohen mbi kete siperfaqje. Pra, kontakti siperfaqesor ndermjet depozitimeve flishore dhe diapirit kripor te Dumrese, duhet te jete nje kontakt i paster transgresiv dhe jo tektonik, sic eshte vizatuar ne shume studime. (1,2,3,6,11). Edhe ne profilet terthore, per pjesen qe ky kontakt i nenshtrohet mases kripore ai duhet vizatuar tektonikisht, ndersa per pjesen qe i mbishtrohet mases kripore, ai duhet vizatuar transgresivisht, ku tangjentja vertikale e kesaj siperfaqjeje eliptike shenon kufirin ndermjet dy kontakteve (Fig.7). Siperfaqja e siperme e ketij elipsoidi duhet te jete e perfshire nga nje sistem prishjes me natyre rrezore, origjinen e te cilave e konceptojme te mekanizmi i rritjes se diapireve kripore.

7. Mbi ecurine ne shtrirje te transgresionit te serravalianit.

Ne skajin perendimor te rajonit shtrihen depozitimet molasike te serravalian-tortanian-mesinianit, te cilat vendosen transgresivisht mbi depozitimet flishore. Pra, keto depozitime kontaktojne me depozitimet flishore me ndermjetesine e nje kontakti te paster transgresiv, i cili si i tille ndiqet per kilometra te tera, dhe lexohet ne shume pika me diskordanca te qarta kendore e azimutale.

Disa cilesi te ketij kontakti jane:

1. Ndiqet ne shtrirje ne menyre te vijueshme nga Tirana ne Kuçove pa as me te voglen shkeputje ne terthore apo ne gjatesore.
2. Ne sektorin e diapirit kripor te Dumrese, nga Pekishti ne Kuçove, ai ecen ne shtrirje gati paralel me buzën e diapirit kripor.
3. Depozitimet molasike te serravalian-tortanian-mesinianit kane renie te paster perendimore, vetem rreth 50 m prane kontaktit transgresiv, ne menyre graduale, ato kthehen ne renie lindore te permbysur, dhe kjo gje ngjet per sektorin ku ato ballafaqohen me diapirin kripor te Dumrese, gjithashtu ato ruajne te njejten ecuri strukturore, si ne sektorin perball diapirit ashtu dhe shume me ne veri te tij.

Keto cilesi ne menyre te njeaneshme flasin qe :

- Depozitimet e serravalian-tortanian-mesinianit jane formuar ne vend, ne nje basen me pozicion shtrirjeje te perafert me ate qe ato gjenden sot.
- Koha e zhvillimit maksimal te diapirit te Dumrese dhe kapja perafersisht e kontureve qe ka ai sot te jete te pakten para serravalianit.
- Pas serravalianit, zgjerimi i kontureve te diapirit kripor ka qene i rangjeve shume te vogla, shprehje e te cilit eshte permbysjja e bazes se transgresionit dhe e nje trashesie te vogel depozitimesh mbi te.
- Deti i serravalianit e ka gjetur diapirin kripor te formuar, perafersisht ne pozicionet e sotme dhe eshte kjo arsyeja qe ka çuar ne harkimin e transgresionit te serravalianit gati paralel me konturet e diapirit, dhe ne formimin e gjirit te Kuçoves.
- Keto fakte ne menyre kategorike kundershtojne idene e hedhur ne disa studime (1,3) qe diapiri kripor i Dumrese eshte me kohe zhvillimi maksimal pas tortonianit dhe nen diapirin kripor depozitimet me te reja qe priten te takohen jane ato te tortonianit, duke bashkuar ne formen e nje vije te drejte tortonianin e Peqinit-2 me ate te Kuçoves. Ndersa tortonianin qe takohet ne buzën e siperme te diapirit eshte trajtuar si nje pyke tektonike e zhvatur nga thellesia.

8. Pak mbi modelin e rritjes se diapirit kripor

Modeli i rritjes se diapirit kripor te Dumrese ne kohe, eshte luhatur ne dy alternativa. Here eshte konceptuar si shtok kripor, me forme gjeometrike te ngjashme me ate te nje kerpudhe (fig. 10) dhe here eshte konceptuar ne trajten e nje mbulesa (fig. 9) me rrjedhje perendimore, ku si oxhak derdhes ka sherbyer prishja perendimore e antiklinalit te Marakut.



Fig.10 Profili skematik terthor ku paraqiten marredheniet e komplekseve shkembore me diapirin kripor ne variantin "shtok kripor".
Indirect schematic Profil where are presented relations of the rocky complexions with salty diaper in "diaper salty" variant.

Keto vitet e fundit prioritet i eshte dhene alternatives se dyte, mbi bazen e se ciles eshte projektuar pusi Dumreja-7, qe ndodhet ne shpim. Problemet gjeologjike te shtruara ne kete artikull, i kemi analizuar nen kuptimin e alternatives qe diapiri kripor i Dumrese te perfaqesoje nje mbulesa te rrjedhur nga krahu perendimor i antiklinalit te Marakut. Megjithate, duke patur parasysh specifikën e problemeve qe trajtojme, qofte njera alternative apo tjetra, vlere e artikullit dhe konkluzionet e nxjerra ne te nuk cenohen. Te dhenat gjeologjike, ne nivelin e tanishem te njohjes, jane te tilla qe ato nuk mund te flasin ne menyre te njeaneshme per pranimin e njerës apo tjetres alternative. Kjo eshte dhe arsyeja qe mendimi gjeologjik per kete problem, eshte luhatur dhe duelizuar kaq gjate.

Duke veshtruar ecurine strukturore te flisheve perreth diapirit kripor te Dumrese, shikojme qe ne pjesen jugore e perendimore ata jane te permbysur, ndersa ne pjesen lindore e veriore bien me kend te bute e mbishtrohen mbi diapirin kripor. Ne gjykim te pare, te krijohet pershtypja qe masa kripore eshte e rrjedhur nga VL ne drejtim te VP, por, edhe shtojte kripore mund te jene asimetrike, aq me teper duke patur parasysh ecurine e rrudhaformimit albanid, detyrimisht duhet te jene te prirur ne drejtim te perendimit. Ne pjesen e siperme te profileve sizmike te kryera mbi diapir, pervijohet nje zone pa reflektime e cila eshte konceptuar si trashesia kripore, ndersa pusi Dumreja-7, megjithese ka shpuar rreth 600 m nen kete facie sizmike, ai nuk ka mundur te dale nga trashesia kripore. Pra, sic e shikojme modeli gjeometrik i thellesise per rajonin e Dumrese, ende eshte nje fushe e panjohur, zgjidhja e te cilit do te jete dhe suksesi i kerkuar.

Pusi Dumreja-7 do te sjelle informacion, madje mund te zgjidhe enigmen, megjithate njohja e problemit eshte ne stade te tilla qe inkluzivisht i perket per zgjidhje vetem punimeve sizmike.

9. Perfundime

- Ecuria azimutale e flisheve dikton mendimin qe ne ndertimin tektonik te rajonit jane te nderthurur dy faktore strukturues, faktori strukturues regjional (albanid) dhe faktori diapirik, i pari si paresor dhe i dyti si dytesor, rrjedhim i te parit.

- Per diapazonin kohor te fiksuar diku aty nga fundi i oligocenit te poshtem, influencia diapirike ka dominuar mbi rrudhaformimin albanid. Kjo influence ne veri e ne jug te diapirit kripor te Dumrese shkon ne shuarje, gje e cila pasqyrohet nga ecuria azimutale e niveleve flishore.

- Diapiri kripor i Dumrese ka kaluar neper tre faza zhvillimi tektonik:

a) faza e pare ka kapur kohen para fundit te oligocenit te poshtem

b) faza e dyte ka kapur kohen aty nga fillimi i oligocenit te mesem

c) faza e trete ka kapur kohen pas fillimit te oligocenit te mesem

Gjate fazes se pare, diapiri kripor i Dumrese, ka pesuar zhvillimin e tij me te madh, mandej intensiteti i zhvillimit ka ardhur gjithnje ne ulje ne menyre te ndjeshme

- Antiklinali i Marakut dhe antiklinali i Kuçoves, zhvillimin strukturor maksimal e kane realizuar para fazes se shperthimit diapirik; kohe te tille zhvillimi mendojme dhe per antiklinalet e Paprit dhe te Roves.

- Gjate zhvillimit diapirik, procesi i strukturimit albanid (per zonen e influences diapirike) ka pushuar se funksionuari.

- Perafersisht, konturet hapesine te sotme, diapiri kripor i Dumrese, i ka realizuar ne nje diapazon kohor te fiksuar aty nga fundi i oligocenit te poshtem, per rrjedhoje (ne variantin qe diapiri te perfaqesoje nje mbulesa kripore) pusi Dumreja -7 nga trashesia kripore do bjere ne depozitimet flishore te oligocenit te poshtem.

- Ecuria e bazes se transgresionit te serravalian-tortonian-mesianit dhe niveleve litologjike mbi te, te diktojne mendimin qe diapiri kripor i Dumrese eshte me kohe zhvillimi maksimal te pakten para serravalianit.

- Per kohet gjeologjike, pas zhvillimit te fuqishem diapirik, depozitimet flishore vendosen transgersivisht mbi trashesine kripore.

- Te dhenat gjeologjike ne nivelin e tanishem te njohjes, nuk mund te flasin ne menyre te njeaneshme si per variantin shtok kripor dhe per variantin mbulesa kripore.

10. Literatura

- 1 - Bakia H, Velaj T. etj. *Pergjithesimi gjeologo-gjeofizik i rajonit Dumre. Fier, 1989*
- 2 - Bandilli L, Arapi M. etj. *Ndertimi gjeologjik i rajonit Dumre e perreth dhe projekti i punimeve te kerkimit. Fier, 1981.*
- 3 - Thomai L, Mehmeti B. etj. *Pergjithesimi gjeologo-gjeofizik i rajonit Dumre. Fier, 1988.*
- 4 - Bezerjano V, Mio I. *Ndertimi gjeologjik dhe perspektiva nafte-gazmbajtese e rajonit Fortuzaj-Rove. Fier, 1986*
- 5 - Gjenerali. Dh. Bandilli I. etj. *Ndertimi gjeologjik dhe mundesite nafte-gazmbajtese te rajonit Dumre-Letan. Kuçove, 1966*
- 6 - *Harta Gjeologjike e Shqiperise shkalla 1:200 000. 1983*
- 7 - Kola A. Naço P. Llupi. K. etj. *Redaktimi i hartave dhe pergjithesimi kompleks i rajonit Veriu i Dumrese-Fortuzaj. 1991*
- 8 - Naço P. Dyrmishi C. etj. *Rilevimi problemor sedimentologjik i depozitimeve te tortonianit ne rajonin Krrabe-Kepi i Rodonit. Fier, 1990.*

- 9 - Prenjasi E. Naço P. *Mbi disa probleme fushore ne rajonin e Vrapit. Buletini Nafta e Gazi nr. 1. 1990*
- 10 - Thomai L. Prifti V. etj. *Ndertimi gjeologjik dhe perspektiva nafte-gazmbajtese e rajonit Peze-Terbaç. Fier, 1986*
- 11 - Thomai L. Çollaku. A etj. *Pergjithesimi gjeologo-jeofizik i rajonit Paper-Kozan-Marak. Fier, 1988.*

11. Abstract

The azimuthal continuity of flysch conditions the thought that there are two structural factors intercalated in the tectonic structure of the area, the regional structural factor (Albanid) as the first and the prior one, and the diapiric factor as the second one and result of the first.

For the timely range recorded somewhere at the bottom of the Lower Oligocene, the diapiric influence has dominated on the formation of folded Albanid. This influence on the north and south of salt dome of Dumre goes in extinction, which is reflected by the azimuthal continuity of the flysch level.

The salt dome of Dumre has passed through three phases of tectonic development:

- a. first phase has reached the time before the bottom of the Lower Oligocene
- b. second phase has reached the time somewhere at the beginning of the Middle Oligocene
- c. third phase has reached the time after the beginning of the Middle Oligocene.

During the first phase, the salt dome of Dumre was greatly developed, then the intensity of this development has been always going down in a sensitive way.

Marak and Kuçova anticlines have reached their maximum structural development before the phase of the diapiric explosion; we think the same development time for Paper and Rova anticlines.

During the diapiric development, the process of Albanid structure (for the diapiric influence zone) doesn't function.

BIOSTRATIGRAPHIC STUDY ON MIDDLE-UPPER EOCENE OF KRASTA-CUKALI ZONE (ALBANIA)

LAVDIE ÇOBAJ
FOTAQLULA

Studimi biostratigrafik qe paraqitet, eshte i bazuar ne nanofosile gelqerore, shoqeruar me foraminifere planktonike te flishit eocenik te zones Krasta-Cukali (zona Pindos ne Greqi). Te dhenat e nanofosileve na lejojne perfshirjen e ketyre depozitimeve ne eocen te mesem- siperme, CP 14/b, nenzona CP 15 zona (OKADA & BUKRY 1980). Ne kontrast me te dhenat e sporopjalmeve dhe foraminifereve planktonike te cilat kane qene te pamjaftueshme per percaktimin e moshes ne kete artikull eshte dhene per here te pare, datimi biostratigrafik I eocenit te siperme, ne zonen Krasta-Cukali me metoden e nanofosileve.

Keywords: Biostratigraphy calcareous nannofossils, planktonic Foraminifera, Eocene, flysch, Krasta-Cukali, Albania.

1. Introduction

A part of flysch deposits of Krasta-Cukali zone (fig 1) are considered as Upper Eocene age but it is never based on the biostratigraphical data. For that reason the presence of Upper Eocene age in this zone has aroused discussions for many years. As for, Moglice section in Krasta subzone was chosen in order to develop biostratigraphic studies. Moglice section is located in Southeastern part of Albania, near Korca city, about two km east of Moglice village (fig 1, 2). This section lies in the syncline structure between Verpecke anticline in the west and the Leme anticline in the east. The area around the section represents a faulted area caused by overstrain movements of subzone Krasta and Mirdita zone (sub-Pelagonian zone in Greece). The formations of Moglice section are well exposed. The total stratigraphic thickness of analysed section is about 600 m. In the same samples calcareous nannofossil and planktonic Foraminifera associations were recorded.

2. Biostratigraphy

The lower part of the Moglice section is composed by a massive conglomerate horizon, about 40-50 m thick. This horizon shows important variations of thickness and lithology in space, in the study area. Massive clays, light grey to blue in colour, shell-like break, alternating silt strata and with a fine stratification, overlie the conglomerates. Fine sandy strata (1-3cm) passing gradually to sandy bodies in space, are intercalated with clays. The sandstones are very fine grained to micrograined. This lithology predominates from the lower part to the top of the section.

A calcareous nannofossil association that includes *C. pelagic*, *S. moriformis*, *S. trilobus*, *C. floridanus*, *L. minutus*, *Ch. grandis*, *C. formosus*, *D. bisectus*, *R. dictyoda*, *R. umbilica*, *R. reticulata*, *B. barbadiensis*, *Z. bijugatus* etc. This association and especially above all the presence of the marker species *Ch. grandis* allows to define the CP14/b subzone of Middle Eocene. It is of interest to note that *E. subdisticha* is present in these levels. The FO of this species is given in Upper Eocene by Martini & Muller 1986, Bukry 1973, Beckman et al 1981, however is rather difficult to consider *Ch. grandis* as a reworked species based only in this fact. Some scarce representatives of *C. cf. abisects* (rather elliptical) are observed in these samples.

From 201/2-201/14 samples the nannoflore association continue to be diversified and rich. The species are well preserved. They are represented by: *D. bisectus*, *Z. bijugatus*, *S. pseudoradians*.

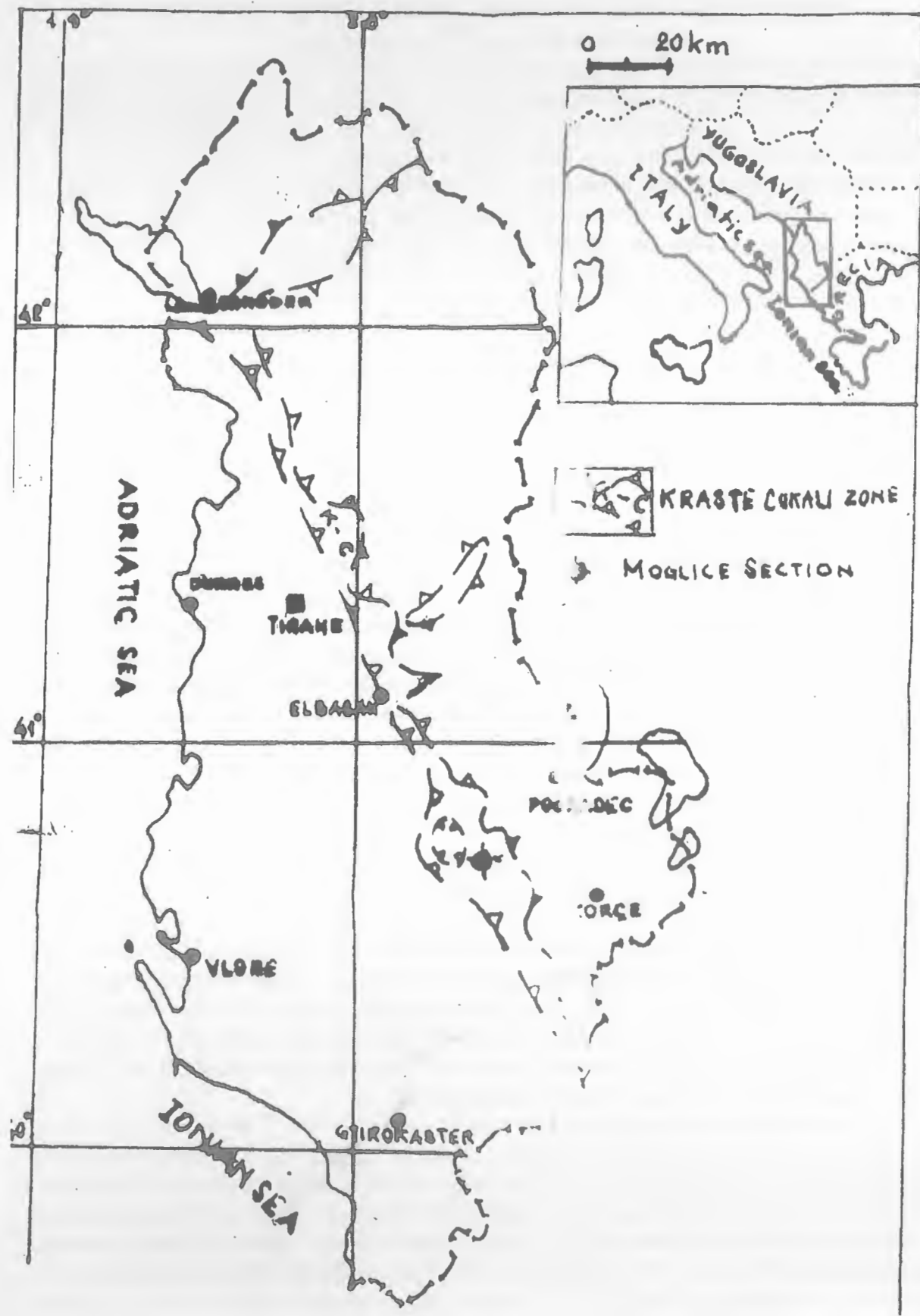


Fig.1. Location of studied region (+)
Lokalizimi i zones se studiuar.

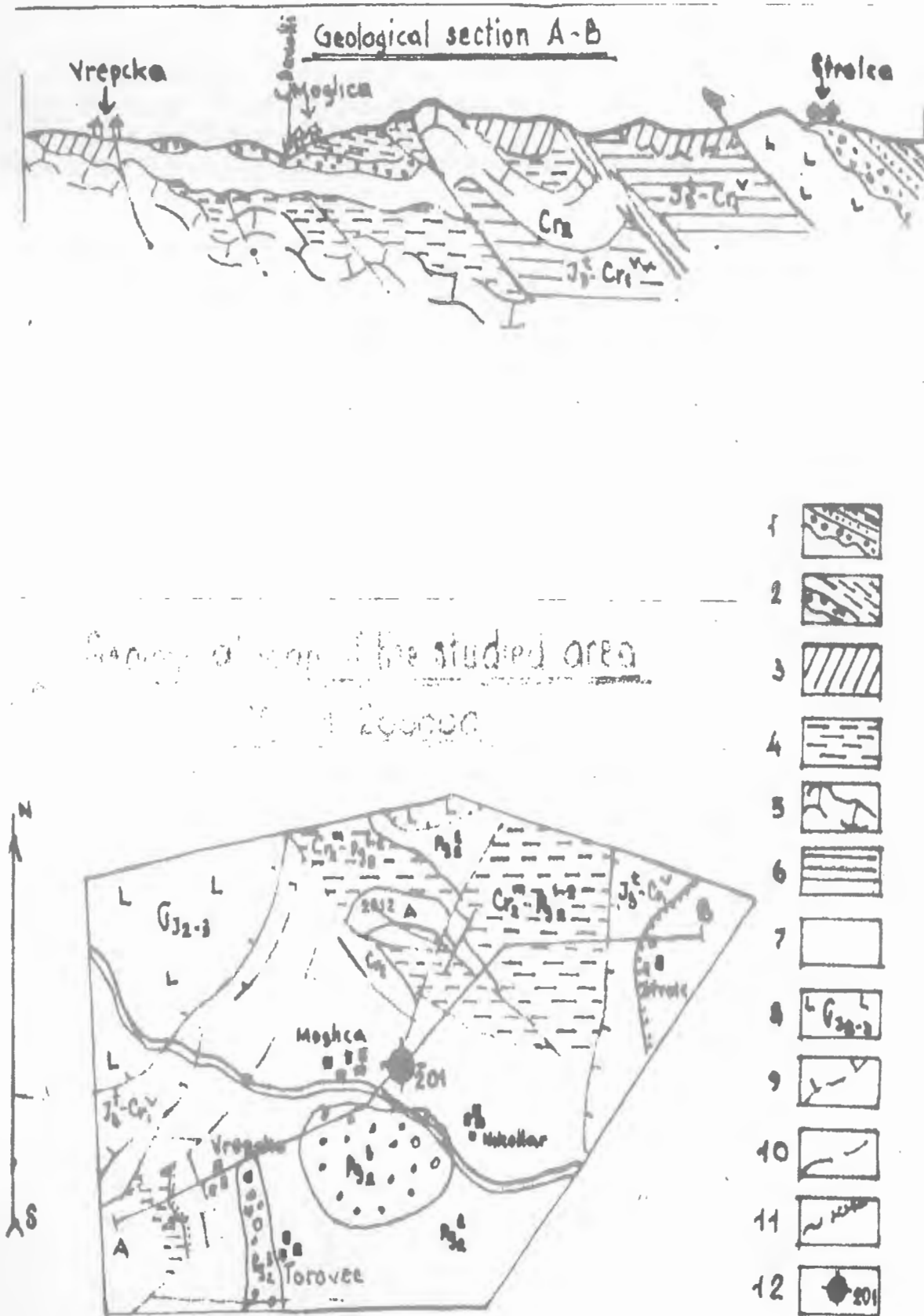


Fig 2. Geological map of the studied area
Harta gjeologjike e zones se studiuar

S. predistentus, *S. tribulosus*, *E. subdisticha*, *E. fenestrata*, *D. deflandrei*, *D. barbadiensis*, *D. saipanensis*, *D. binodosus*, *R. dictyoda*, *R. hillae*, *C. pelagicus*, *M. attenuatus*, etc. As it sees (fig. 3) the marker species *Ch. oamaroensis*, *I. recurvus* were not found. Above the LO of *Ch. grandis* in the 201/5 sample *S. pseudoradians* was observed. The presence of *H. euphratis*, (Upper Eocene specie), *R. reticulata*, *D. barbadiensis*, *D. saipanensis*, marker species LO of which is used to determined the Eocene-Oligocene boundary and generally the nannoflore association, allow to recognise Upper Eocene age. This association proves that these deposits belong to CP 15 zone.

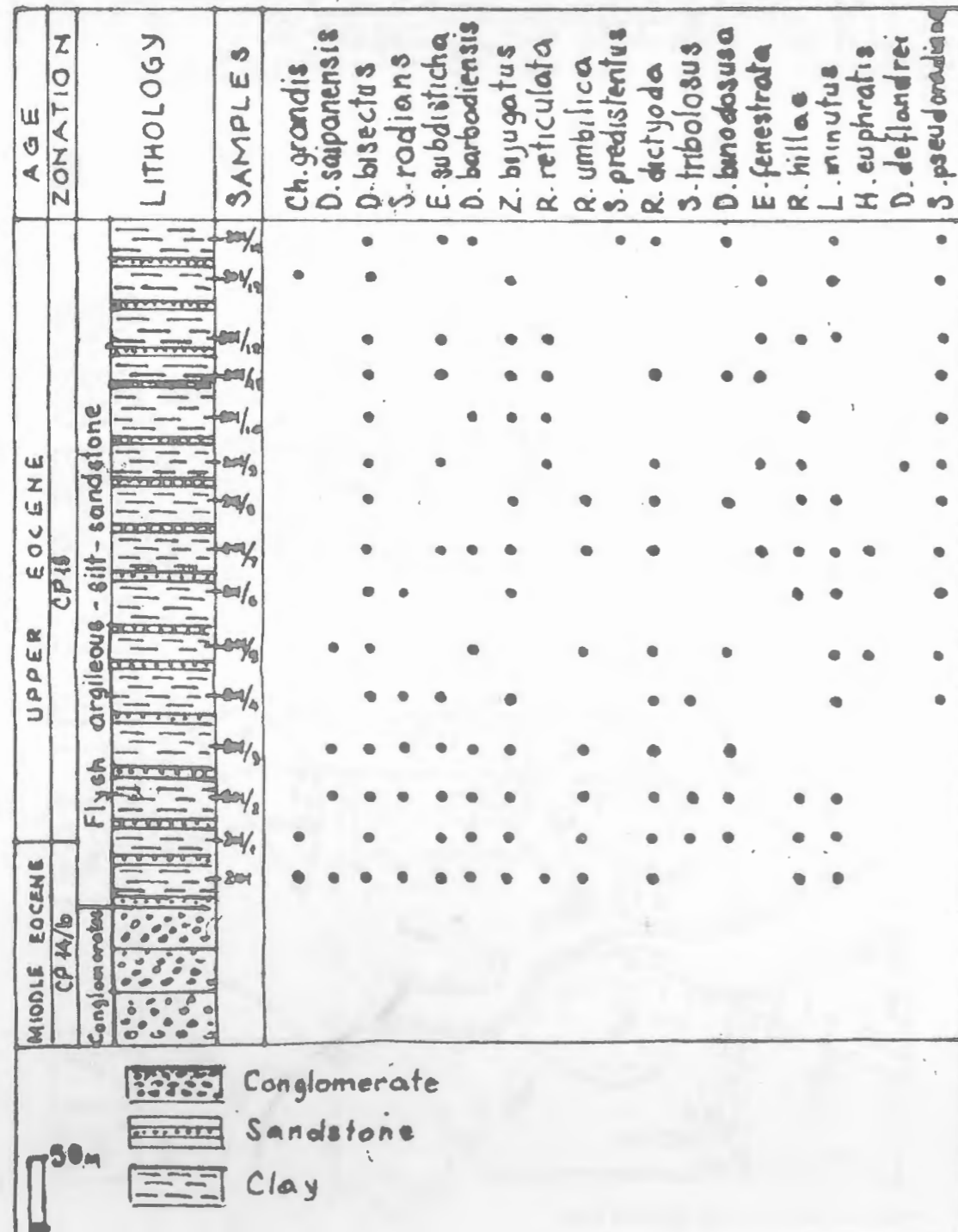


Fig. 3 Section Moglice, lithology, distribution of species and zones.
Prerja e Moglices, litologjia, shperndarja e specieve dhe zonave.

Some reworked species from Paleocene-Middle Eocene are recorded. The cretaceous reworked species are more scarce.

Foraminifera data obtained in the same samples has not be sufficient to give any opinion about the age. In contrast to nannoflore association the foraminifera species with a large distributions are identified. The flysch deposits of Moglice section can well correlate with those of Turbuhove section situated in south-west of the study area, based on the calcareous nannofossil.

3. Conclusions

The analyses of biostratigraphic data on Eocene flysch of Moglice section allows to make the following conclusions:

The age of Middle-Upper Eocene (CP 14/b subzone, CP 15) is defined in the flysch of Moglice section based on the obtain data of calcareous nannofossils.

The planktonic Foraminifera data is not sufficient to give any opinion about the age.

E. subdisticha is present from the lower part to the top of the section.

Some scare representatives of *C. cf. abisectus* (rather elliptical) are examined in this section.

References

Bekman J. P. *Major calcareous nannofossils and foraminiferal events between the Middle Eocene and Early Miocene.* Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. 36.pp 150-190. 1981

Bukry D. *Biostratigraphy of Cenozoic marine sediments by calcareous nannofossils.* Micropaleontology, vol. 24, n. 1 pp 44 - 60. 1973

Bukry D. *Low latitude biostratigraphic zonation.* Init. rept. D. S. D P 17. 685-703. 1973

Lula F. *The study of the structural model sedimentological and geochemical characteristics at Krasta-Cukali zone. (in prep.)* Archive of Oil and Gas Institute Fier, Albania.

Martini E.(1970) *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation.* 1970 Proc. II plinkt. Conf.Roma pp.73-785.

Martini E & Muller *Current Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton stratigraphy and correlation.* Newsl.Statigr.16, pp 99-112. 1986

Oil and Gas Institute, Fier, Albania.

DISA TE DHENA PER FORMACIONIN EFUZIVO-SEDIMENTAR TE SEKTORIT KERRNAJE-PADESH (RAJONI I TROPOJES)

HASAN KULIÇI

Në këtë artikull jepen disa të dhëna të reja mbi formacionin efuzivo-sedimentar në rajonin e Tropojës. Pasi përshkruhet mjedisi gjeologjik i formimit të vullkaniteve të këtij formacioni, vecoritë petrokimike, karakteri i marrëdhënieve me formacionet e tjera shkembore, theksohet se formacioni efuzivo-sedimentar është pjesë e një koreje oqeanike, që i përket kurrizores mesoqeanike.

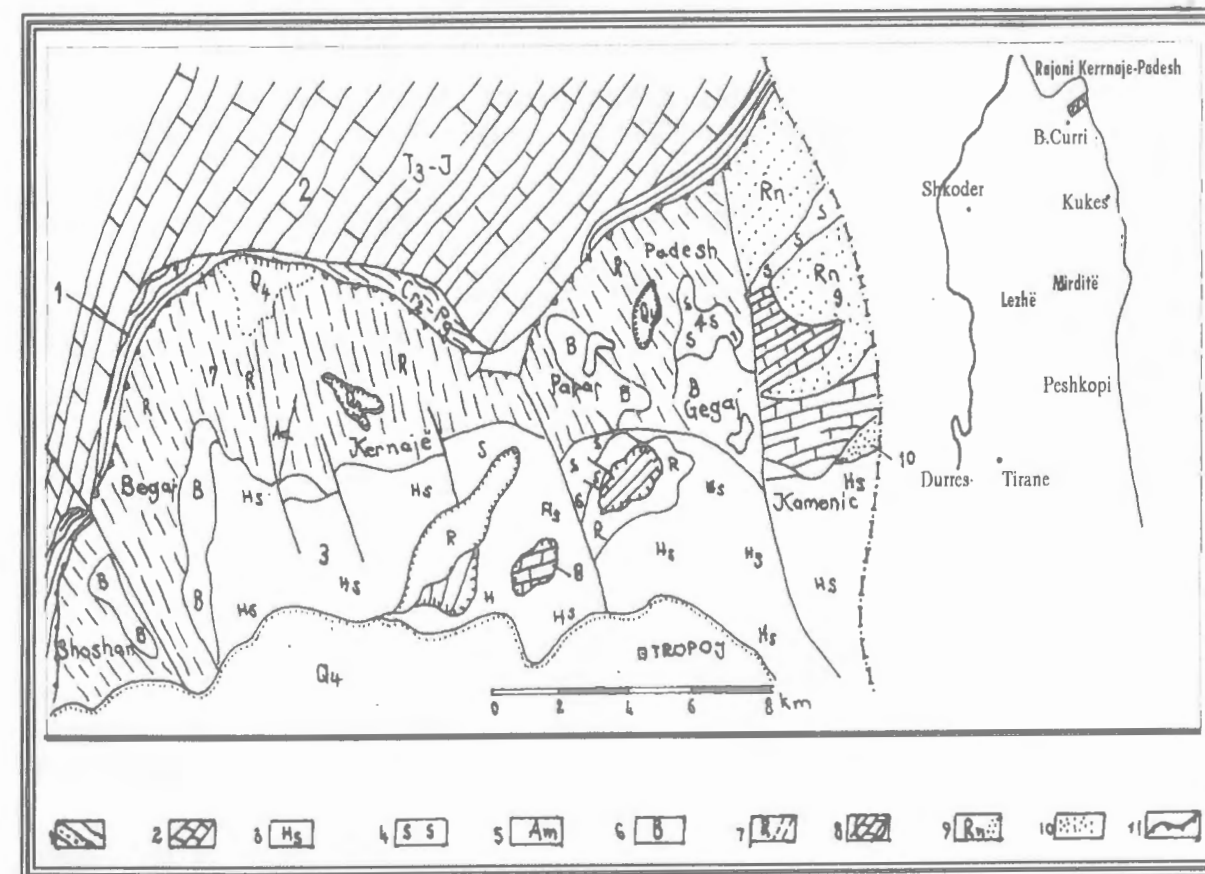


Fig.1 Skeme gjeologjike e kompleksit vullkano-sedimentar te sektorit Kerrnaje-Padesh (Rajoni Tropoje)

Geological scheme of volcano-sedimentary complex of Kerrnaja-Padeshi (Tropoja area)

1. Flishi Cr2-Pg I zones se Alpeve;
 2. Gelqeroret te T3-J te zones se Alpeve;
 3. Harzburgite te masivit te Tropojës;
 4. Serpentinite brenda formacionit efuzivo-sedimentar;
 5. Amfibolite;
 6. Rreshpe bazaltike (klorit-albit epidotike);
 7. Rreshpe karbonato-argjilore dhe argjilo-ranore;
 8. Blloqe tektonike gelqerorësh;
 9. Rreshpe ranore paleozoike te bazamentit te ofioliteve te vendosura tektonikisht mbi ultrabaziket;
 11. Rrafshi I mbihipjes se zones Mirdita mbi ate te Alpeve
1. Cr2-Pg flysch of Alps zone;
 2. T3-J limestones of Alps zone;
 3. Harzburgites of Tropoja ultramafic massif;
 4. Serpentinities within the effusive-sedimentary formation;
 5. Amphibolites;
 6. Basaltic schists (Chlorite-albite-epidote);
 7. Calcareous-argillaceous and argillaceous-sandylates;
 8. Tectonic limestones blocks;
 9. Palaeozoic sandy slates;
 10. Palaeozoic argillaceous-phyllitic schists of the basement of ophiolites, that overly tectonically the ultramafics;
 11. Overthrust plane of Mirdita zone on the Alps one.

Dr. H. Kuliçi Dega Gjeologjike Bajram Curri

1. Të dhëna të shkurtër mbi ndertimin gjeologjik të sektorit Kerrnajë-Padesh

Sektori Kerrnajë-Padesh ndodhet në pjesën periferike të zonës Mirdita, pranë kontaktit mbihipës mbi Alpet.

Në ndertimin gjeologjik të tij marrin pjesë disa formacione shkëmbore; formacioni efuzivo-sedimentar, formacioni ultrabazik dhe ai karbonatik.

Formacioni efuzivo sedimentar takohet gjatë gjithë brezit, që nga Kerrnaja deri në Padesh (fig. 1).

Në drejtim të jugpërdimit ai zhvillohet deri në Fierzë.

Ky formacion ka marrëdhënje tektonike të karakterit mbihipës me flishin e Cr₂ Pg₁₋₂ të zonës së Alpevedhe marrëdhënje tektonike me masivin ultrabazik të Tropojes që vendoset në pjesën jugore të tij.

Autorët e mëparshëm, këtë formacion e kanë ndarë në tre suite: suite e Kerrnajës, suite Markaj dhe suite Ballabani. Këto suite janë vendosur në marrëdhënje tektonike me njëra-tjetren, si dhe janë pranuar si të moshës T₁₋₂ (Shallo M. etj. 1974, Konomi DH. 1978, Dibra A. 1980)

Në hartën gjeologjike të të Shqipërisë 1:200000 janë trajtuar si të moshës jurasiku i sipërm.

Në bazë të dhënave të marra nga rievimet gjeologjike 1:10000 (Hoxha J. 1992), në këtë formacion janë veçuar dy pako: pakojë sedimentare dhe pakojë vullkanike.

Nga ana tjetër, në pakon pakon sedimentare janë veçuar nënpakojë e poshtme rreshpore karbonato-argjilore dhe nënpakojë e sipërme rreshpore argjilore-ranore-silicore.

Veçimi i këtyre pakove është bërë duke patur parasysh elementët litologjiko-statigrafike të tyre.

Nënpakojë e poshtme e përbërë nga rreshpe karbonato-argjilore, ndërton pjesën e poshtme të prerjes së formacionit efuzivo-sedimentar dhe ka marrëdhënje tektonike me flishin e Cr₂-Pg₁₋₂, të zonës së Alpeve. Kjo nënpakojë më e plotë takohet në prerjen e Begajeve dhe ndërtohet nga disa horizonte me përbërje pak a shumë të ndryshme litologjike.

Në të mbizotëron materiali karbonatik. Shpesh takohen horizonte gelqerorësh shtresë hollë, horizonte karbonato-argjilore dhe argjilore-karbonatike. Rrallë takohet ndonjë horizont ranoro-argjilor.

Shtresat e mëposhtme janë të ndrëthurura njëra me tjetren.

Në bazament të kësaj nënpakojë, në kontakt me flishin, takohet një horizont me përbërje sicore-karbonatike, me trashësi disa cm rrallë deri një meter.

Trashësia e përgjithshme e kësaj nënpakojë arrin 90-100 m.

Nënpakojë e sipërme e përbërjes argjilore-ranore-silicore, ndërton pjesën e sipërme të prerjes së formacionit efuzivo-sedimentar. Ajo takohet pjesërisht në sektorin e Kerrnajës, ndersa përfaqësimin e plotë e ka në sektorin Papaj-Padesh.

Materiali mbizotëruar në kësaj nënpakojë është ai argjilor, duke krijuar horizonte të rreshpeve argjilore në të cilat, në disa raste, takojmë horizonte argjilore-ranore. Nga ana petrografike këto facie përfaqësohen nga rreshpe argjilore klorit-sericitike, e rreshpe argjilore-ranore-silicore-hematitore. Në këtë nënpakojë takohet edhe një horizont silicorësh hematitorme trashësi që shkon nga disa cm deri në 10 m.

Gjithashtu takohen edhe disa horizonte gelqerorësh me trashësi nga disa cm deri në 70 cm. Horizontet e gelqerorëve janë më të qëndrueshëm dhe më tipike në sektorin e Kerrnajës, të cilën e konsiderojmë se përbën pjesën e poshtme të kësaj nënpakojë.

Në horizontet e gelqerorëve (sektori Kerrnajë) janë marrë të dhëna mikrofaunistike (mbeturina konodontesh) (Hoxha J. 1988, Kuliçi H. 1996), të cilat flasin për moshë parajurasike të kësaj pjesë të formacionit efuzivo-sedimentar. Trashësia e kësaj nënpakojë arrin 200-250 m.

Pakojë vullkanike përgjithësisht ndërton pjesën e mesme të këtij formacioni. Ajo takohet gjithashtu edhe në trajtë ndershtresash, me trashësi 3-5 m edhe në pakon sedimentare. Nga ana tjetër, brenda kësaj pakojë, vërehen disa horizonte gelqerorësh 3-5 m, si dhe horizonte të rreshpeve

argjilore dhe argjilore-ranore me trashësi që shkojnë 7-10 m.

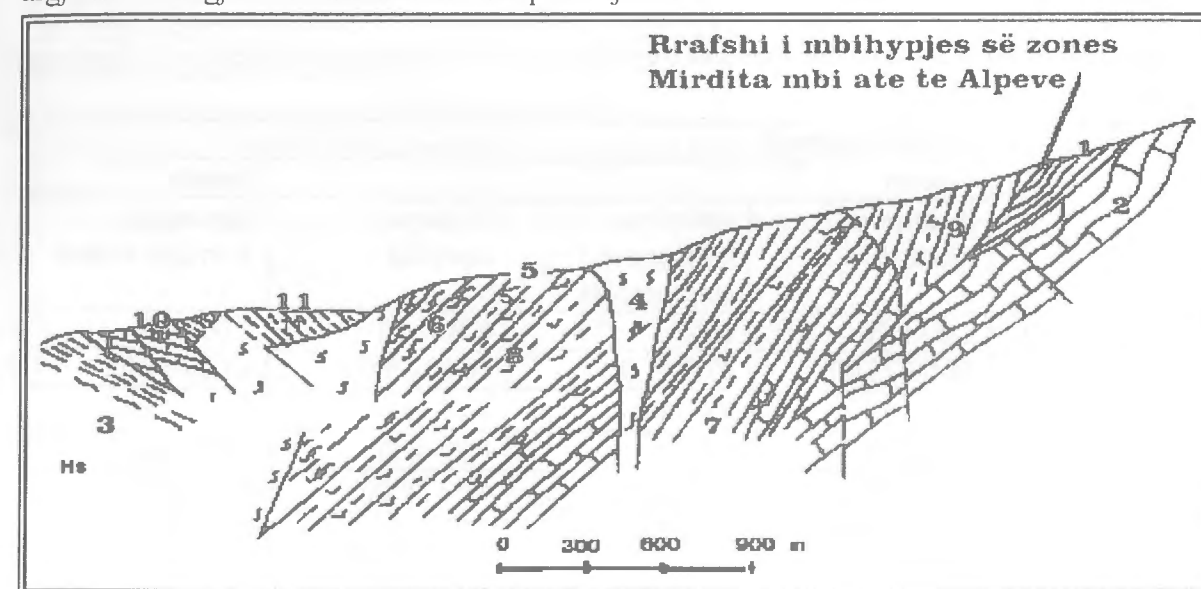


Fig.2 Prerje gjeologjike skematike e formacionit efuzivo-sedimentar
Schematic geological section of effusive-sedimentary formation

1. Flishi Cr₂-Pg I zones se Alpeve; 2. Gelqerore te T₃-J te zones se Alpeve; 3. Harzburgite te masivit te Tropojes; 4. Serpentine me azbest; 5. Rreshpe kuarc-albit-muskovit-granatike; 6. Amfibolite; 7. Rreshpe karbonato-argjilore; 8. Vullkanite (Rreshpe bazaltike); 9. Rreshpe argjilore-argjilore-ranore; 10. Blloqe tektonike gelqerorësh; 11. Rreshpe argjilore paleozoike; 12. Rrafshi I mbihypjes se zones Mirdita mbi ate te Alpeve.

1. Cr₂-Pg flysch of Alps zone; 2. T₃-J limestones of Alps zone; 3. Harzburgites of Tropja ultramafic massif; 4. Serpentinities with asbestos; 5. Quartz-albite-muscovite-garnet schists; 6. Amphibolites; 7. Calcareous-argillaceous slates; 8. Volcanites (basaltic schists); 9. Argillaceous-sandy slates; 10. Limestone tectonic blocks; 11. Paleozoic argillaceous slates; 12. Overthrust plane of Mirdita zone on the alps one.

Nga ana strukturore vullkanitet përfaqësojnë derdhje llavore midis sedimenteve. Rrallë vrojtohen format jastekore të tyre. Bazuar në elementet strukturorë të tyre llavat janë në pajtueshmëri të plotë me pakon sedimentare të këtij formacioni, duke qënë në marrëdhënje normale me të, si në tavan edhe në dysheme.

Makroskopikisht, këto vullkanite, përfaqësohen nga bazalte të rreshpëzuara. Rrallë vërehet ndonjë relik i plagjioklazit apo piroksenit.

Në përgjithësi, mineralet primare shkëmbformuese të këtyre vullkaniteve janë krejtësisht të ndryshuar. Shkëmbinjtë vullkanike janë transformuar në rreshpe klorit-albit-epidotik-amfibolitik.

2. Veçoritë petrokimike të vullkaniteve (bazalteve)

Për përcaktimin e veçorive petrokimike të këtyre bazalteve janë shfrytëzuar një sasi e konsiderueshme e analizave të plota kimike, të mostrave të marra në këtë sektor.

Kimizmi i këtyre bazalteve shpreh uniformitetin e tyre si në shtrirje ashtu dhe në trashësi, duke mos shprehur ndonjë diferencim.

Duke marrë parasysh këtë fakt, si dhe pëmbajtjen mesatare të SiO₂=49%, TiO₂=1.67%, K₂O=0.23%, Na₂O=0.52%, po ashtu dhe vlerat e disa koeficientëve petrokimike (tabela 2), rezulton se këto bazalte ngjasojnë me bazaltet e kurrizoreve mesoqeanike (MORB) (Miyashiro A 1974). Nga ana tjetër përbërja kimike shpreh natyrën e tyre toleitike (tabela 1).

ana tjetër pëbërja kimike shpreh natyren e tyre toleitike (tabela 1).

Më poshtë po japim një tabelë krahasuese të vullkaniteve të sektorit Kërrnajë-Padesh me toleitete, disa ambienteve tektonike për disa tregues kryesor. (të dhënat krahasuese janë marrë nga Miyashiro A 1974).

Oksidet	Ambienti tektonik			
	Toleitet			Bazalte
	E harqeve ishullore	Abisale te kurrizoreve mezoqeanike	E ishujve oqeanike	
FeO(total)/MgO	1.00-1.70	0.8-2.1	0.50-2.50	1.00-2.01
SiO2	46.00-75.00	47.0-51.0	46.00-65.00	44.00-51-75
FeO(total)	6.00-16.00	6.0-14.0	8.00-16.00	8.54-14.00
Na2O	1.10-3.30	1.7-3.3	0.70-4.50	0.42-3.40
K2O	0.10-2.00	0.07-0.40	0.60-20.00	0.10-0.40
TiO2	0.30-2.00	0.70-2.30	0.20-5.00	0.82-2.20

Siç del nga tabela e mësipërme, bazaltet e sektorit Kerrnaje - Padesh ngjasojnë shumë me toleitete abisale të kurrizoreve mezoqeanike, duke u veçuar me toleitete e harqeve ishullore dhe ato të ishujve oqeanikë.

Gjithashtu këto bazalte ngjasojnë edhe me bazaltet toleitike të dyshemesë detare kufitare, të cilat kanë kufij të SiO2 = 47.00-51.00% dhe FeO(total)/MgO = 0.80 - 17.00 (Miyashiro, 1989).

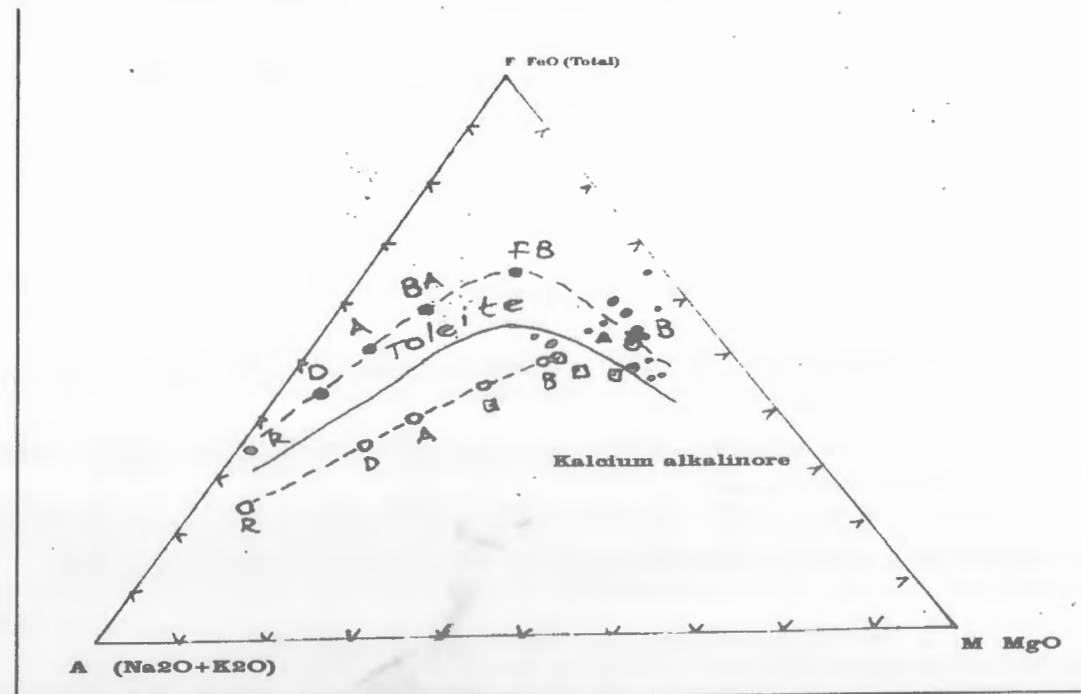


Fig. 3. Diagrama AFM
AFM triangular diagram

B- Bazalte; FB- Ferrobazalte; BA- Bazalte-andezite; D- Dacite; R- Riolite; Bazalte nga rajoni gegaj-Kerrnaje; Bazalte nga rajoni Porav; Metamorfite nga rajoni I Kukesit; mesatarja e bazalteve te rajonit Gegaj-Kerrnaje
Basalts; Ferrobasalts; Basalts-andesites; Dacite; Rhyolites; Basalts of Gegaj-Kerrnaja area; Basalts of Poravi area; Metamorphites of Kukesi area; Average of basalts of Gegaj-Kerrnaja area

Duke analizuar kimidiagramat e ndërtuara për këto bazalte rezultojnë të kenë këto veçori:

- Në diagramën A2F2M (fig.3) këto bazalte bien në fushen toleitike dhe në kufirin e dy serive me mbizotërim në fushen toleitike.
- Trendi i diferencimit të tyre është në fushen toleitike.
- Në diagramën e indeksit të alkalinitetit (I-A) kundrejt Al2O3, të gjitha bazaltet bien në fushen toleitike (fig.4).

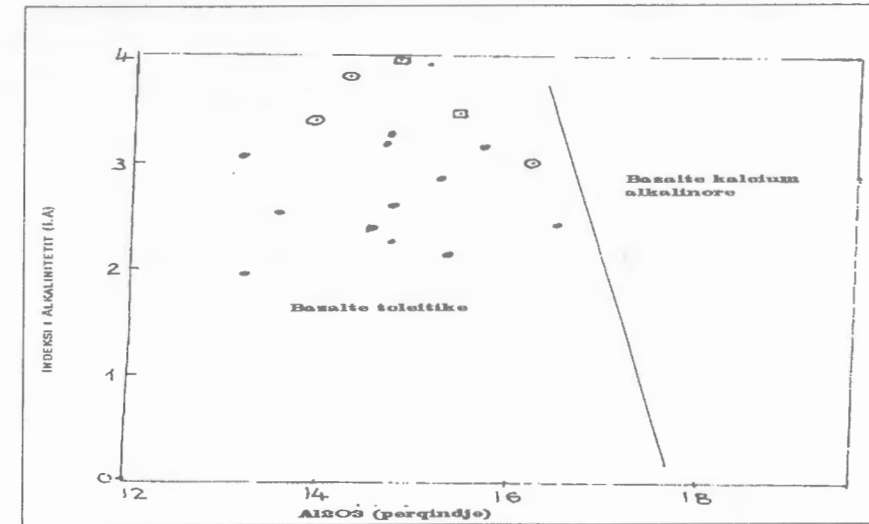


Fig.4 Diagrama e indeksit te alkalinitetit (I.A) kundrejt % se Al2O3 per klasifikimin e bazalteve toleitike dhe kalciun alkalinores.

Diagram of alkali indexes (A.I) versus the % of Al2O3 for the clasification of tholeiite and calcium-alkali basalts (according to Middlemost, 1975).

Bazalte nga rajoni Gegaj-kerrnaje; Bazalte nga rajoni Porav; bazalte (amfibolite) nga rajoni Kukes.
Basalts of gegaj-Kerrnaja area; Basalts of Poravi area; Basalts (amphibolites) of Kukesi area.

- Në diagramën K2O kundrejt Na2O (fig.5) këto bazalte përkojnë me serinë natriumore.

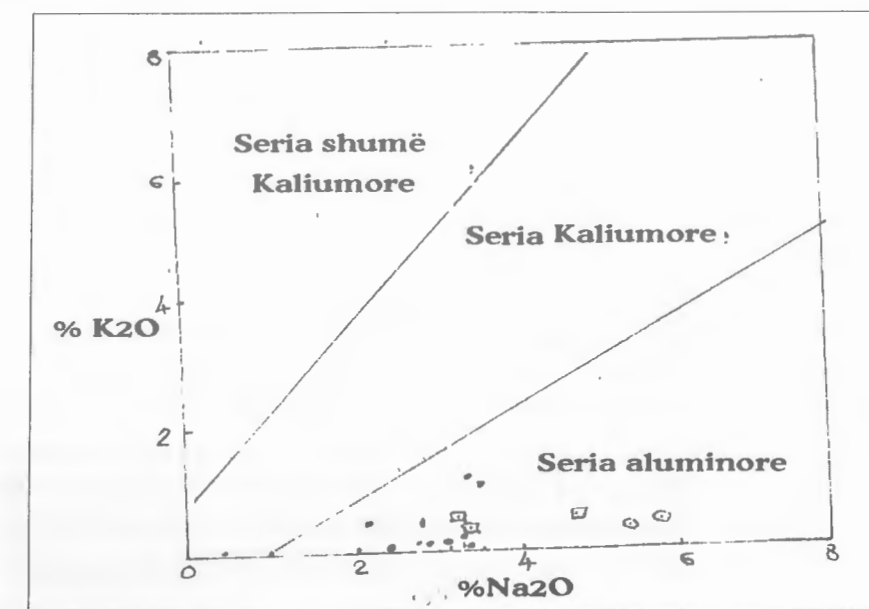


Fig.5 Diagrama K2O kundrejt Na2O % per ndarjen e serive te magmave alkalinores ne nenserite: shume kaliumore, kaliumore dhe natriumore
K2O-Na2O (%) diagram for the separation of high-K, K and na alkali magmas. (according to Middlemost, 1975).

- Në të njëjten fushë bien edhe bazaltet e Poravit dhe të Kuksit që takohen në kushte të ngjashme tektonike.

Tabela 1

Nr. i provës	Vendi i marrjes	Emërtimi i shkëmbit	Përmbajtja e oksideve në % peshore													Shuma	
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO		CaO
1	Gegaj	Bazalt	42.84	1.860	12.45	2.650	10.78	19.98	8.340	0.280	0.190	0.000	0.250	0.160	0.130	0.010	99.920
2	Kuçane	Bazalt	47.50	3.540	14.44	4.980	14.28	4.490	9.300	0.290	0.420	0.060	0.040	0.190	0.070	0.000	99.600
3	Gegaj	Bazalt	44.93	1.710	14.77	3.740	8.590	16.57	7.290	0.280	0.990	0.060	0.020	0.280	0.067	0.010	99.307
4	Gegaj	Bazalt	47.88	1.940	15.26	3.360	8.860	11.19	8.340	0.270	2.250	0.120	0.130	0.270	0.070	0.010	99.950
5	Gegaj	Bazalt	48.67	0.980	16.48	3.350	6.760	10.80	9.600	0.230	2.370	0.000	0.160	0.240	0.010	0.010	99.660
6	Trezhnjev	Bazalt	51.13	1.570	14.76	2.030	8.990	9.100	8.760	0.180	3.140	0.041	0.160	0.000	0.000	0.000	99.861
7	Buçaj	Bazalt	51.73	1.340	14.73	3.330	7.630	10.11	7.160	0.170	3.010	0.000	0.160	0.000	0.000	0.000	99.370
8	Huçaj	Bazalt	49.83	1.750	13.61	4.080	10.21	9.810	7.780	0.022	2.250	0.071	0.024	0.000	0.000	0.000	99.437
9	Kernajë	Bazalt	49.59	1.640	13.59	1.840	10.46	11.56	7.780	0.230	2.680	0.200	0.120	0.000	0.000	0.000	99.690
10	Q. e Myhejanit	Amfibolit	51.75	1.620	13.19	3.170	8.630	9.220	6.560	0.230	3.450	1.130	0.120	0.110	0.060	0.000	99.240
11	Kernajë	Amfibolit	47.60	2.100	14.73	3.980	10.28	10.79	8.270	0.300	2.100	0.460	0.170	0.100	0.080	0.010	100.970
12	Kernajë	Bazalt	50.79	1.180	15.64	2.780	7.110	8.820	8.430	0.280	4.000	0.240	0.070	0.310	0.080	0.000	99.730
13	Kernajë	Amfibolit	59.94	1.370	10.21	2.580	8.130	7.960	6.940	0.250	2.670	0.180	0.050	0.150	0.070	0.000	100.500
14	Kernajë	Bazalt	44.58	1.780	11.94	2.580	10.51	9.850	6.990	0.290	4.070	0.060	0.160	0.130	0.110	0.000	93.050
15	Begaj	Andezit bazaltik	52.82	1.070	14.44	1.120	9.190	8.583	8.760	0.160	3.430	0.160	0.130	0.000	0.000	0.000	99.863
16	Begaj	Bazalt	48.73	0.960	16.44	1.950	8.930	10.85	9.320	0.180	2.350	0.040	0.120	0.000	0.000	0.000	99.870
17	Begaj	Bazalt	47.60	1.290	15.12	9.490	0.000	14.02	8.190	0.190	2.930	0.890	0.240	0.000	0.000	0.000	99.960
18	Begaj	Bazalt	48.00	2.000	15.06	15.81	0.000	7.950	7.360	0.210	3.330	0.040	0.230	0.000	0.000	0.000	99.990
19	Begaj	Bazalt	50.25	0.820	15.26	10.54	0.000	10.75	9.430	0.180	2.600	0.060	0.090	0.000	0.000	0.000	99.980
20	Begaj	Bazalt	49.84	2.200	12.82	3.270	8.910	8.330	8.930	0.190	3.980	0.920	0.000	0.000	0.000	0.000	99.390
21	Papaj	Ilialoha zalt	46.65	1.430	13.04	4.690	9.510	8.000	9.200	0.290	5.410	0.340	0.780	0.250	0.100	0.010	99.700
22	Porav	Bazalt	49.78	1.420	16.17	4.570	6.470	8.360	9.110	0.210	3.340	0.120	0.140	0.210	0.070	0.000	99.970
23	Porav	Bazalt	48.69	1.540	14.79	3.350	9.020	7.140	8.700	0.190	5.760	0.480	0.100	0.200	0.010	0.000	99.970
24	Porav	Bazalt	48.77	1.810	13.96	13.31	0.200	10.11	8.830	0.200	3.140	0.180	0.140	0.000	0.000	0.000	100.650
25	Porav	Bazalt	48.44	1.160	14.19	12.34	0.000	10.63	8.850	0.230	3.280	0.240	0.150	0.000	0.000	0.000	99.510
26	Padesh	Andezit bazaltik	55.04	1.130	17.41	0.920	8.710	4.750	8.190	0.170	3.850	0.040	0.140	0.170	0.040	0.020	100.580

27	Padesh	Bazalt	53.43	1.270	16.68	1.460	9.970	5.060	7.380	0.270	3.150	0.000	0.220	0.340	0.070	0.020	99.320
28	Padesh	Bazalt	51.68	0.890	19.65	0.740	6.730	11.57	4.950	0.200	4.130	0.000	0.160	0.170	0.050	0.000	100.920
29	Padesh	Bazalt	51.49	1.020	17.10	0.400	8.720	6.080	9.990	0.230	3.910	0.000	0.170	0.170	0.050	0.000	99.330

Tabela 2

Nr	Koeficienti petrokimik	Bazalt nga sektori			
		Begaj	Kernaje	Gegaj-Padesh	Porav
1	FeO (Total)	10.610	12.200	12.650	12.070
2	Na ₂ O + K ₂ O	3.170	3.730	2.030	3.820
3	FeO (Total)/MgO	1.230	1.580	1.500	1.330
4	[Na ₂ +K ₂ O]/(SiO ₂ -43)*0.17	2.850	3.360	2.180	3.940
5	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.310	0.280	0.300	0.300
6	Cr ₂ O ₃ /(Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)	0.000	0.007	0.007	0.011

Siç del nga të dhënat petrografike dhe petrokimike bazaltet e formacionit efuzivo-sedimentar në sektorin Kernajë-Padesh, janë bazalte të kurrizoreve mesoqeanike.

Nga ana petrokimike ato janë të ngjashme me bazalte të brezit përëndimor të ofioliteve të Mirditës duke krahasuar me të dhënat e Shallo M. 1989, Ndojaj I. 1892, si dhe bazaltet e amfibolitit e pjesës periferike të brezit lindor (krahasuar me të dhënat e Turku I 1986).

Nga ana tjetër ato kanë ndryshime të dukshme me vullkanitet e Mirditës qëndrore (Shallo M etj. 1986). Duke u nisur nga faktet e mësipërme mendojmë se formacioni efuzivo-sedimentar, që takohet në rajonin e Tropojës është formuar në kushtet e një kurrizoreje mesoqeanike dhe në të njëjtin ambjent me ofiolitet e brezit përëndimor.

Në marrëdhënie me masivin ultrabazik të Tropojës, formacioni efuzivo-sedimentar gjëndet si poshtështrijë e tij në këtë rajon. Ky masiv ka marrëdhënie mbihypese mbi këte formacion.

3. Shkalla dhe origjina e metamorfizmit të formacionit efuzivo-sedimentar

Formacioni efuzivo-sedimentar që takohet në këtë rajon, paraqet një shkallë të lartë metamorfizmi. Ky metamorfizem është i shprehur me reshpezimin intensiv i të gjitha llojeve shkëmbore që ndërtojnë formacionin efuzivo-sedimentar. Në nënpakon e poshtme karbonato-argjilore, krahas reshpezimit spikat një mikrorrudhosje intensive e horizonteve sedimentare, kuarcizimi dhe rikristalizimi i horizonteve qequerore, kuarcizimi dhe sericitizimi i horizonteve argjilore etj.

Në pakon vullkanike vërehet reshpezimi, kloritizimi, albitizimi, epidotizimi, kuarcizimi dhe në kontakt me ultrabazikët amfibolitizimi i plotë i vullkaniteve. Në nënpakon e sipërme argjilore-ranore, krahas reshpezimit e mikrorrudhosjes intensive vërehet dhe kuarcizimi, kloritizimi, sericitizimi, duke i kthyer këto shkëmbinj në reshpe klorit-sericitike-kuarcore. Në kontaktin me shkëmbinj të ultrabazike, pjesa sedimentare e formacionit është kthyer në reshpe kuarc-granat-mikore.

Duke patur parasysh pozicionin gjeologjik të formacionit efuzivo-sedimentar, bashkë-shoqërimet minerale të metamorfiteve (amfiboliteve reshpeve kuarc-granat-mikore), si dhe shkallen e metamorfizmit, mendojmë se ky metamorfizem i përket metamorfizmit krahinor të facies të reshpeve të gjelbërta.

Duke pranuar faktin që formacioni efuzivo-sedimentar është pjesë e një koreje oqeanike të hershme, që lidhet me fazat e para të hapjes oqeanike, gjatë triasikut të sipërm-jurasikut të poshtëm, të formuar në ambjentin e kurrizoreve mesoqeanike, metamorfizmi është shkaktuar gjatë fazës së obduksionit të ofioliteve të Mirditës, mbi pjesët anësore të tyre. Duke vrojtuar shkallen uniforme të këtij metamorfizmi,

në të gjithë prerjen efuzivo-sedimentare, del qartë që krahas ndikimit të mbihijes së ultrabazikëve mbi formacionin efuzivo-sedimentar, në metamorfizmin e këtyre të fundit ka ndikuar edhe mbihijja e vetë këtyre formimeve mbi Alpet. Kështu që këto formime janë presuar midis dy rrafshëve tektonike (mbi flishin e Alpeve dhe nën ultrabazik).

4. Perfundime

1. Formacioni efuzivo-sedimentar, që takohet në sektorin Fierz-Kërrnajë-Padesh, është pjesë e një koreje oqeanike të formuar në një ambjent tektonik kurrizore mesoqeanike, në fazat e para të hapjes, gjatë triasikut të sipërm-jurasikut të poshtëm.

2. Ky formacion është i ngjashëm me formacionin efuzivo-sedimentar të pjesës periferike lindore të zonës Mirdita, si dhe formacionin efuzivo-sedimentar të brezit përendimor të saj,

3. Korja oqeanike pjesë e së cilës është formacioni efuzivo-sedimentar, është formuar njëkohësisht dhe në të njëjtin ambjent tektonik me ofiolitet e brezit përendimor të Mirditës.

4. Metamorfizmi që ka prekur këtë formacion është i grades së mesme e të ulët dhe i perket facies të rreshpeve të gjelbërta, të shkaktuara nga metamorfizmi krahinor, gjatë fazës së obduksionit të ofioliteve mbi pjesët anësore të saj.

5. Metamorfizmi është pothuaj uniform në të gjithë prerjen vullkano-sedimentare.

5. Literatura

- Collaku A. Bonneau M. Cadet J. P. *La Smelle metamorphique infraophiolique de la nappe Mirdita son metamorphisme et ses relations avec la serie volcano-sedimentarie* Region de Lura Albania serptrionale. C.R. Acad Sci. Paris, t 533 serie II, 251-258, 1991.
- Çili P. Braçe A. *Kotani V. Stratigrafia e depozitimeve vullkano-sedimentare dhe karbonatike triasiko-jurasike të sektorit Qafë Thanë-Rajcë-Skenderbej*. Bul. Shk. Gjeologjike, Nr., 1988.
- Dibra A. Heba V. Kuliçi H. *Raport tematiko-përgjithësues për sqarimin e pëspektives së asbestit me cilësi më të mirë dhe zbulimin e vënd burimeve perkatëse në territorin e rretheve Korçë, Librazhd, B. Curri*. Tiranë 1981.
- Gjata K. Kodra A. Pirdeni A. *Gjeologjia e disa pjesëve periferike të zonës Mirdita*. Pëmbledhje studimesh nr. 3, Tiranë, 1980.
- Hoxha J. Meçe S. Haklaj I. *Raport mbi rezultatet e punimeve të rilevimit kompleks gjeologo-gjeokimik-gjeofizik në shkallë 1:10000 në rajonin e Gashit*. B. Curri 1990.
- Hoxha J. *Projekt per punimet e kerkim-zbulimit në vënd burimin e kuarcit Kërrnajë për vitin 1987*.
- Hoxha J. Papa S. etj. *Harta fushore e punimeve të rilevimit gjeologjik në shkallë 1:10000 të rajonit Padesh-Shoshan* (material pune 1993).
- Ikonomi Dh. *Raport mbi rezultatet e punimeve të kerkim-zbulimit dhe llogaritjen e rezervave me gjendje 31.12.1979 në vendburimin e kuarcit Kërrnajë*. B. Curri 1980.
- Kodra A. *Mbi moshen jurasike të formacionit vullkano-sedimentar të zonës Mirdita*. Pëmbledhje Studimesh nr.1 Tiranë 1977.10. Kodra A. *Gjeologjia dhe perspektiva e mineraleve të dobishme në rajonin Resk-Shishtavec*. Disertacion. Tiranë 1986.
- Kodra A. Gjata K. *Ofiolitet në kuadrin e zhvillimit gjeologjik*. Bul. Shk. Gjeol. Nr. 2 Tiranë 1982.
- Kodra A. *Riftëzimi i kores kontinentale dhe fazat e para të zgjerimit oqenik gjatë jurasikut*. Bul. Shk. Gjeol. Nr.4 Tiranë 1988.
- Kodra A. *Skema e zhvillimit paleogeografik e gjeotektonik të Albanideve të brëndëshme gjatë triasikut e jurasikut*. Bul. Shk. Gjeol. Nr.2 1987.

- Kodra A. Goci L. *Problematika e ndertimit strukturor të zonës së Mirditës dhe marrdhënjet e saj me zonat fqinjë*. Pëmbledhje Studimesh nr. 4 Tiranë 1977.
- Kodra A. *Shkëmbinjt vullkano-sedimentar në lindje të masivit ultrabazik të Shebenikut-Pogradecit vendosen mbi gelqerorët e triasiko-jurasikut*. Bul. Shk. Gjeol. Nr.1 Tiranë 1988.
- Kuliçi H. *Projekt i punimeve të kerkim-zbulimit per mineralin e asbestit për vitin 1982*.
- Kuliçi H. *Veçoritë e mineralizimit të asbestit në venburimin e Gegajt dhe mineralet e tjera shoqëruese*. Sesion shkencor B. Curri 1988.
- Kuliçi H. *Raport mbi rezultatet e punimeve dhe llogaritjen e rezervave per vendburimin e asbestit Gegajt me gjendje 1.1.1989*. B. Curri 1991.
- Mioshiro A. *Characteristic and origin of the ophilites*.
- M. Wilson. *Igneous petrogenesis. Department of earth science of Leeds*. London 1989.
- Ndojaj I. *Petrokimia e vullkaniteve të vendit tonë dhe kushtet e vendosjes paleogeografike të tyre*. Pempl. Stud. Nr 2. Tiranë 1978.
- Ndojaj I. *Petrokimia e vullkaniteve të bashkësisë ofiolitike të Mirditës qëndrore*. Pëmbledhje Stud. Nr 2 Tiranë 1977.
- Ndojaj I. *Petrokimia vullkaniteve të bazamentit të bashkësisë ofiolitike të Mirditës*. Bul. Shk. Gjeol. Tiranë 1982.
- Pearce J. A. *Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environments on Cyprus*. 1975.
- Pearce J.A. Norry M.Y. *Petrogeneti implications of Ti, Zr, Y, Nb, variation in volcanic rocks*. 1979.
- Perce J.A. Cann J. R. *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analises*. Norwich 1973.
- Shallo M. Kote Dh. Vranaj A. Premti I. *Disa veçori petrologjike të ofioliteve të Shqipërisë*. Bul. Shk. Gjeol. Nr. 2. Tiranë 1989.
- Shallo M. Melo V. etj. *Raport mbi punimet me goditje mbi perspektiven e mineraleve të dobishme në Shqipërinë e veriut*. Tiranë 1974.
- Shallo M. Kote Dh. Vranaj A. Premti I. *Veçoritë petrokimike të vullkaniteve të ofioliteve të Albanideve*. Bul. Shk. Gjeol. Nr 2. Tiranë 1986.
- Shallo M. *Amfibolitet dhe reshpet amfibolitike në ekzakontaktin juglindor të masivit të Pukës (zona tektonike Mirdita)*. Pempl. Stud. Nr 2. Tiranë 1977.
- Turku I. *Metamorfitet pranë masivit ultrabazik të Kukësit*. Bul. Shk. Gjeol. Nr 3. Tiranë 1986.

6. Abstract

Data on volcano-sedimentary formation at Kerrnaja-Padeshi (Tropoja area)

In Tropoja area, the volcano-sedimentary formation occupies the marginal part of the ophiolites of Mirdita zone, at the contact with Alpet Shqiptare zone. It occurs as a narrow strip of NW-SE direction, from Fierza to Padeshi. The volcano-sedimentary formation consists of sequences: sedimentary and volcanic ones.

On the other hand, two sub-sequences can be distinguished within the sedimentary sequence: (1) the upper most one with argillaceous and argillaceous-sand-cherty shales and (2) the lower one with carbonatic-argillaceous shales.

The volcanic sequence consists of basaltic-chlorite-albite-epidot-amphibolite schists. It composes the middle part of the volcano-sedimentary section. Somewhere, it occurs as intercalations within the sedimentary sequence. The volcanic represent massive lava flows within the sediments. Their petrochemistry shows their affinity with tholeiite basalts of mid-oceanic ridges (MORB). These basalts are similar to the volcanics of western ophiolite belt of Mirdita zone and to the volcanics (metamorphites) of the eastern margin of ophiolites of Mirdita.

The volcano-sedimentary formation of Tropoja area is part of an early oceanic crust formed in the first phases of spreading during Upper Triassic-Lower Cretaceous. This formation overthrust the Alpet Shqiptare zone and underlies the Tropoja ultramafic massif. It is affected by a regional metamorphism of low-middle temperatures and it belongs to greenschist facies.

Bases on metamorphism grade and on geological setting of this formation, the author of this paper is of the opinion that this metamorphism belongs to the phase of obduction of ophiolites on its surrounding outskirts.

DAJKA BONINITIKE NE SEKUENCEN PLUTONIKE TE KORES
TE MASIVIT TE SHEBENIKUT

KIÇO MANIKA
MINELLA SHALLO
DASHAMIR GEGA

Sekuencja plutonike e kores (ultramafike dhe mafike) e masivit te Shebenikut nderpritet nga shkembinj mikrokorrizore domarore. Studimi petrografik, mineralogjik dhe gjeokimik evidentoi natyren boninitike te perberjes se shkrrirjes, nga e cila jane formuar keto shkembinj. Kjo shkrrirje karakterizohet nga perqendrimet e uleta te elementeve me ngarkese te forte "HFS" (Zr, Y, Ti) dhe ne Toka te Rralla ne krahasim me shkrrirjet e tipit MORB. Shkrrirja e modifikuar nga proceset e qarkullimit dhe reaksionet e bashkeveprimit shkrrirjet solide, qe zhvillohen kryesisht ne pjesen e sipërme te mantelit, do te vazhdoje qarkullimin ne pjesen e kores (sekuencen ultramafike e mafike), duke formuar damare apo nderfutje te shkembinjve mikrokorrizore. Sipas Kelemen (1990) dhe Kelemen et al., (1990) varferimi I shkrrirjes ne elemente "HFS" dhe Toka te Rralla rrjedh nga reaksioni intensiv midis shkrrirjes dhe fazave silikate (olivine, ortopirosken) dhe aluminore (spinel) te peridotiteve, te karakterizuara nga koeficiente shperndarje solid shkrrirje me te larte, per keta elemente se sa per elementet e tjere inkompatibel.

1. Hyrje

Boninitet jane shkembinj vullkanike te pasur ne SiO₂ (>53%), MgO (>8%) dhe te varfer en TiO₂ (<0,50%). Ato karakterizohen nga prezenca e fenokristaleve te pirokseneve (opx e cupx), mungesa ne pergjithesi e atyre te plagjioklazit dhe nga nje matriks I pasur ne silic. Boninitet jane pershkruar per here te pare si andezite te pasura ne MgO ne ishullin Chichi-jima te Ishujve Bonin (Peterson, 1891). Karakteristikat kryesore gjeokimike te boniniteve, sipas Meijer (1980), jane: a) perqendrimet e larta ne elemente refraktare (Mg, Ni, Cr) te kombinuara me nje ngopje ose mbingopje ne silic; b) perqendrimet shume te uleta te elementeve me ngarkese te forte ("HFSE", Ti, Zr, Y) dhe Toka te Rralla (REE); c) vlera jashtezakonisht e uleta te raporteve TiO₂/Al₂O₃, TiO₂/CaO; dhe, d) raporte sinjifikative Ti/Zr, La/Sm, Rb/Ba dhe Nb/Ba

Boninitet, megjithese me perhapje volumetrike te vogel, kane nje shperndarje gjeografike te gjere dhe perbejne, se bashku me termat shoqeruese, nje klase te rendesishme te shkembinjve vullkanike. Ato formojne "serine boninitike" analoge me serine bazalt-andezit-dacite (Meijer, 1980). Per shkembinjte vullkanike, qe paraqisin karakteristika ndermjetese midis boniniteve ne sensin strikt te termit dhe lavave ofiolitike te varfera ne TiO₂, ne literature ndeshen termat "shkembinj me afinitet boninitik" (Cameron, 1985) ose "boninite tranzionale" (Beccaluva and Serri, 1988). Boninite dhe shkembinjte te serise boninitike jane pershkruar ne komplekset ofiolitike te Vurinosit (Beccaluva et al., 1984; Beccaluva and Serri, 1988), Betts Cove (Coich et al., 1982), Troodosit (Beccaluva and Serri, 1988; Cameron, 1985; Sun and Nesbit 1978; Taylor and Nesbit, 1988), Omanit (ernewein et al., 1988)./ Shallo (1990, 1991) vuri ne dukje per here te pare prezencen e shkembinjve te serise boninitike, midis vullkaniteve te ofioliteve lindore. Vrojtmet tona

Dr. K. Manika Instituti i Kerkimeve Gjeologjike
Prof. Dr. M. Shallo Fakulteti i Gjeologjise dhe Minerave
D. Gega Instituti i Kerkimeve Gjeologjike

2. Gjeologji

Masivi i Shebenikut, me nje siperfaqe prej 260km², nga pikepamja e pozicionit gjeografik, i perket brezit lindor te ofioliteve te Shqiperise. Ai eshte i ndertuar nga dy sekuenca kryesore (Çili et al., 1985; Blaceri, 1986; Premti et al, 1991; Manika et al., 1992; Manika, 1994):

(1) Sekuenca mantelike e perbere kryesisht nga harzburgite tektonike te shoqeruara me dunite, harzburgite diopsidmbajtese dhe trupa kromifere. Gjithashtu harzburgite e lercolite te pasura ne ortopiroksen si dhe piroksenite (vebsterite, vebsterite olivinike) takohen ne pjeset e sipërme te sekuences mantelike. Trupa dunitesh, ne forme thjerrzore dhe pseudoshtresore me permasa variable, jane te perhapura ne pjeset e mesme-sipërme te sekuences mantelike; ato kane kontakte te prera, te çrregullta dhe ralle tektonike me harzburgitet rrethuese. Peridotitet karakterizohen kryesisht nga struktura porfiroklastike dhe ekuigranulare kokermadhe. Sekuenca mantelike supozohet se perfaqeson nje mbetje te mantelit te sipërme refraktar, te krijuar nga shkrija e pjeseshme e pllakes se mbishtruar te subduksionit intraoqeanik, dhe e modifikuar nga fenomenet e bashkeveprimit shkrije mantel (Manika, 1994).

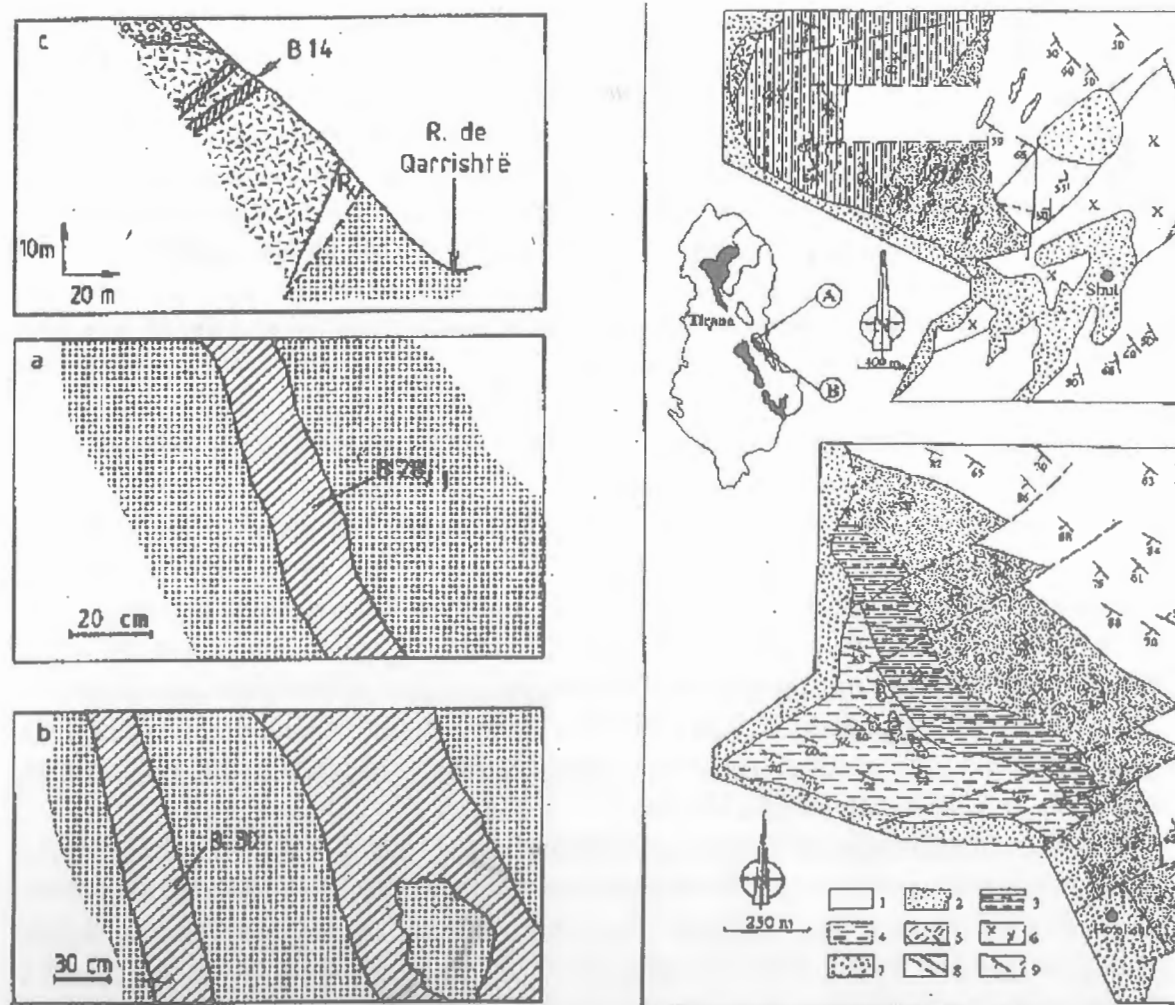


Fig.1 Harta gjeologjike e sektoreve: A Qafshuli dhe B. Hotolisht. Pamje te zhveshjeve te dajkave bonitike. 1. dunite me klinopiroksen dhe verlite; 2. Shkemb bonititik; 3. Gabro, izotope; 4. Depozitime kuaternare.

Geological map of Qafshuli and Hotolisht regions. Crop out of the boninitic rocks.

1. clinopyroxene dunite and wehrlite; 2. boninitic rocks; 3. Isotrop gabbros; 4. Deposits quaternary.

(2) Sekuenca e kores eshte e ndertuar prej dy njesish kryesore nga poshte lart:

a) Njesia e shkembinjve ultramafike e perbere nga dunite, dunite me klinopiroksen, verlite dhe verlite me plagjioklaz. Kjo njesi, ne sektorin e Hotolishtit, nderpritet nga shkembinj dajkore me trashesi, (10-30 cm), me kontakte te qarta e te prera me shkembinjte rrethues (fig.1, zhveshja 28) ose me reaksionale, me "nderfutje" dunitesh me klinopiroksen (fig. 1, zhveshja 28/1). Dajkat kane ngjyre gri te çelet deri ne te erret, ku dallohen fenokristalet epirokseneve. Jane evidentuar marredheniet intruzive midis shkembinjve ultramafike (verlite, verlite me plagjioklaz) dhe gabrove te shtresezuara te njesise gabrove te mbishtruar. (Manika et al., 1992, Manika, 1994). Manika (1994), tregoi qe shkembinjte e njesise ultramafike jane formuar nga nje "magne" prinderore, e perbere nga proporcione variable te shkrires bazaltike dhe ksenokristale te deformuar te olivines e te spinelit. Kjo magme rrjedh nga imprenjimi I nje fraksioni te rendesishem shkriroje ne shkembinjte mantelike, duke provokuar humbjen e kohezionit fillestar te tyre dhe krijimin e nje "shkrije suspension" (Girardeau, Francheteau, 1993)

b) Njesia e kumulateve gabrove te shtresezuara dhe gabrove izotropike. Ne pjesen e poshtme te kesaj njesie vihen re nderthurje te troktoliteve, gabrove me olivine dhe gabrove te shtresezuara me shkembinj ultramafike (verlite me plagjioklaz). Gabrot izotropike, ne sektorin e Letmit, (fig.1, zhveshja B14), jane te nderprere nga damare porfrike me trashesi nga disa centimetra ne dhjetra centimetra, me nje madhesi nga 2 deri ne 5 mm. Shkembinjte gabrove te sekuences se kores kane kristalizuar nga nje shkrije bazaltike toleitike e tipit MORB, ne nje dhome mgamatike ne kushtet e nje kurrizoreje mesooqeanike (Manika, 1994).

3. Petrografia e dajkave bonitike

Ne dajkat bonitike vrojtohen fenokristale te pirokseneve (10 deri 30%), shume ralle fenokristale te plagjioklazit, kuarcit e amfibolit. Keto te fundit ndodhen kryesisht ne matriksin e shkembit. Studimi petrografik percaktoi rendin e kristalizimit si vijon: sp-opx-cpx+pl+amph+qz.

Ortopirokseni eshte i pranishem ne forme fenokristalesh ose mikro-fenokristalesh ne matriks. Fenokristalet jane prizmatike, tabelore, ose te zgjatura me madhesi nga 1 deri ne 3 mm (fig.2). Ne drite natyrale ortopiroksenet jane te ngjyrosur lehtesisht ne ngjyre te gjelber te çelet; kane nje pleokroizem te dobet deri ne te mesem, po nga e gjelber e çelet deri ne te gjelber te theksuar; shuarja eshte e drejte dhe zgjatimi pozitiv. Keto karakteristika, si dhe relievi mjaft i theksuar ndihmojne per percaktimin e mikrofenokristaleve te ortopirokseneve ne matriks. Nganjehere pirokseni formon agregate me klinopiroksenin; fenokristalet e ortopirokseneve formojne kurora te klinopirokseneve dhe amfiboleve, dhe shpeshhere te vete atyre (fig.2). Ortopirokseni paraqitet mjaft i alteruar.

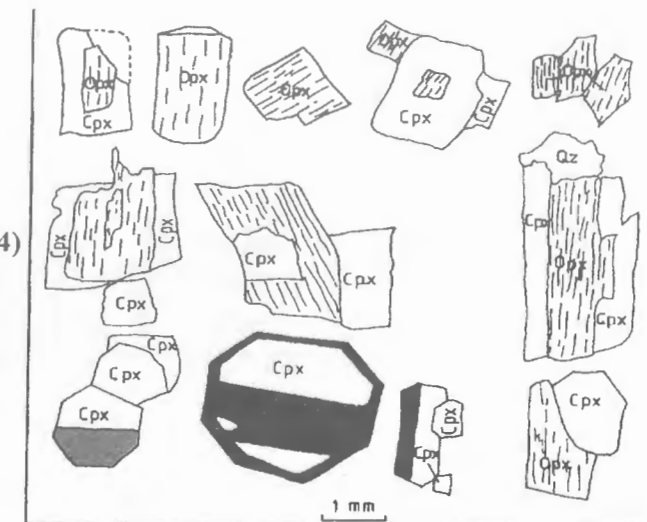


Fig.2 Binjakezime dhe zonime te fenokristaleve orto-klinopirokseneve (kamp. B14) Twined and zoned phenocrystals of the ortho-clinopyroxenes (specimen B14).

Fenokristalet dhe mikrofenokristalet e klinopirokseneve jane pa ngjyre, jopleokroike, dhe kane shuarje oblike. Fenokristalet jane kryesisht prizmatike, tabelore, te zgjatura dhe me binjakezime (fig. 2), nganjehere me ndertim zonal dhe mundet te rrethohen nga kristale te tjera klinopirokseni ose nga amfiboli. Klinopirokseni eshte faza mafike me rezistence ndaj alterimit, per kete arsye paraqitet I ruajtur mire dhe ne gjendje te fresket. Morfologjia skeletore dhe figurat e bashkerritjes te pirokseneve, tregojne qe kristalizimi ka ndodhur ne kushtet e nje shpejtesie te mesme deri ne te larte ftohje.

Spineli kromifer paraqitet ne gjendje automorfe ose ksenomorfe. Ne drite natyrale, eshte izotrop, me nje ngjyre te kuqerremte deri ne kafe te erret dhe me madhesi te vogel (<0,5 mm). Permban inkluzione fluide. Plagioklazi takohet kryesisht ne matriks, ndersa ne fenokristale pothuajse mungon. Amfiboli eshte I tipit aktinolit, takohet ne matriks ose ne kuroren rrethuese te pirokseneve, eshte lehtesisht I ngjyrosur ne te gjelber e pleokroik, ka shpetezim shume perfekt.

4. Mineralogjia dhe gjeokimia e fazave minerale

Fazat minerale mafike (cpx, opx) dhe aluminoze (sp) u analizuan me mikrosonde elektronike CAMEBEX te Muzeumit Nacional te Historise se Natyres, Paris, France. Kushtet analitike te perdorura jane: tensioni I pershpejtimit 15 kv, rryma 10nA dhe koha 10 sek.

Klinopiroksenet, sipas klasifikimit te Morimoto et al., (1988) jane te tipit augit. Zvogelimi I permbajtjeve te MgO, Cao dhe rritja e FeO, shoqerohet me ndryshime te lehta te perberjes se klinopiroksenit, nga En50 Wo41 Fs9 deri ne En48WO38Fs14 (tab.1).

Perberja dhe formulat strukturale te fazave minerale te dajkave bonitike te Shebenikut (sipas Manika 1994)

	Dpx B 30-22	Cpx B 14 - 1c	Ip B 14-1
SiO ₂	54.28	53.36	0.01
TiO ₂	0.00	0.13	0.19
Al ₂ O ₃	0.82	1.96	9.94
Cr ₂ O ₃	0.07	0.65	52.77
FeO	15.75	5.97	Fe ₂ O ₃ - 7.77
MnO	0.30	0.24	0.26
MgO	28.16	17.74	9.65
NiO	0.05	0.15	0.18
CaO	0.14	21.08	0.19
Na ₂ O	0.00	0.04	-
K ₂ O	0.00	0.06	-
Shuma	99.57	101.38	98.57
Si	1.958	1.927	Si 0.003
Al ^{IV}	0.035	0.073	Al 3.153
Al ^{VI}	0.000	0.010	Al 3.153
Ti	0.000	0.004	0.038
Cr	0.002	0.019	11.228
Fe ³⁺	0.071	0.065	1.573
Fe ²⁺	0.404	0.115	3.963

Tabela Nr.1

Mn	0.009	0.007	0.059
Mg	1.514	0.955	3.871
Ni	0.001	0.004	0.039
Ca	0.005	0.815	0.055
Shuma	4.000	3.994	23.982
Mg	0.7612	0.8412	Mg# 0.4941
En%	75.91	48.95	Cr# 0.7808
No%	0.27	41.81	
Fo%	23.82	9.24	

Vlerat e raportit Mg/(Mg+Fet) (mg#) levizin nga 0.87 deri ne 0.69. Konstatohen variacione normale dhe inverse per shkak te zonimit te kristaleve. Permbajtja e Al₂O₃ leviz nga 0.69 deri 3.67%; periferia paraqitet me aluminoze ne krahasim me qendren e kristalit. Paralelisht, permbajtja ne Cr₂O₃ zvogelohet progresivisht ne drejtim te periferise nga 1.96% deri ne vlera 0%. Perkundrazi, permbajtjet ne TiO₂ luhaten ne kufijte nga 0,02 - 0,17%. Permbajtje me te uleta te TiO₂ konstatohen ne mikrofenokristalet. Permbajtjet e Al dhe Ti zvogelohen progresivisht me rritjen e raportit mg#, nderkohe qe Cr ndjek nje sjellje inverse. Cr ka tendence preferenciale te perqendrohet ne faza minerale (piroksene) nderkohe qe Al, Ti dhe Mn perqendrohen ne shkrije. Pervec kesaj, Al dhe Ti preferojne te inkorporohen ne kushtet e nje shpejtesie te madhe ftohje, dhe raporti Ti/Al qendron pergjithesisht konstant ne te gjithë kristalin, nderkohe qe permbajtjet ne Cr jane me te larta ne qender te kristalit (Baker and Grove, 1985; Ohnenster and Brown, 1992). Faktoret kryesore qe influencojne ne kimizmin e pirokseneve jane shpejtesia e ftohjes dhe kristalizimi I fraksionuar. Rritja e shpejtesise se ftohjes ndikon ne zvogelimin e temperatures se kristalizimit, ne kontrollin e shfaqjes edhe reaksionet midis mineraleve, ne modifikimin e morfologjise se kristaleve dhe ne rritjen e kaperthimit te elementeve te vegjel. (Gamble and Taylor, 1980).

Augitet, per shkak te aftesis se tyre per te kaperthyer nje varietet te gjere elementesh, mund te perdoren per te karakterizuar perberjen e magmes, nga e cila ato kristalizojne (Beccaluva et al. 1989). Klinopiroksenet e shkembinjve damarore jane te pasura ne Si dhe Cr; te varfere ne Al^{IV} Fe³⁺, Ti dhe Na, krahesuar me ato te lavave MORB, por te krahesueshme me ato te boniniteve (fig.3).

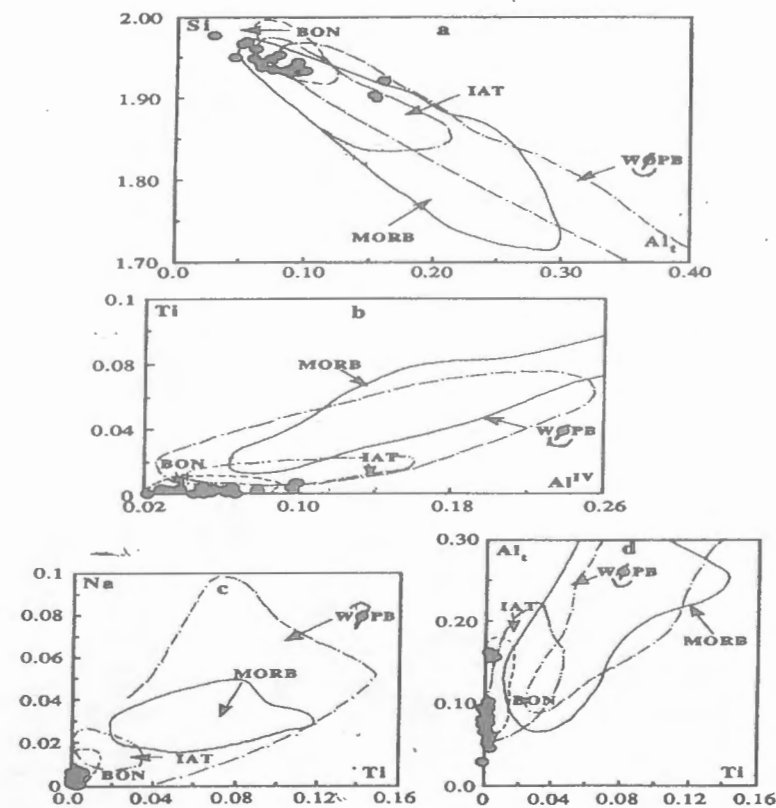


Fig.3 Diagramat: a) Si-Al^{IV}; b) Ti-Al^{IV}; c) Na-Ti dhe d) Al^{VI}-Ti te klinopirokseneve ne shkembinjte bonitike
Diagrams: a) Si-Al^{IV}; b) Ti-Al^{IV}; c) Na-Ti dhe d) Al^{VI}-Ti of the clinopyroxenes in the boninitic rocks.

Raporti Cr/(Cr + Al) I spinelet eshte I qendrueshem dhe luhartet nga 0,77-0,79, ngjason me ato te spineleve te peridotiteve (dunitëve) mantelike te masivit. Ky raport eshte I krahesueshem me ate te spineleve nga boninitet (Cameron, 1985), por me I larte se Cr/(Cr+Al) I spineleve nga lavat oqeanike. Spinelet kristalizojne nga nje shkrire relativisht e varfer ne Al(Al₂O₃):9-10%) te krahasuar me magmat e tipit MOR (Al₂O₃: 16-18%). Ato reflektojne permbajtje relativisht te ngritura te Cr te shkrireve dhe permbajtje relativisht te uleta te Al (Bloomer et Hawkins, 1987). Raporti Mg/(Mg+Fe²⁺) luhartet nga 0.44 deri ne 0.50. Spinelet kane vlera te uleta te raportit Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺) (0.09-0.11) dhe te permbajtjes se TiO₂ (0,10-0.26%).

5. Gjeokimia e dajkave bonitike

Tre kampione perfaqesuese te dajkave bonitike u analizuan per elementet kryesore, gjurme dhe Toka te Rralla me XRF dhe absordent atomik ne CRPG Nancy, France. Analizat mund te fitohen me nje kerkese drejtuar autoreve.

Shkembinjte dajkore mikrokokrizore te masivit te Shebenikut sipas klasifikimit te shkembinjve vullkanike (Le Maitre, 1989), jane percaktuar si: B14-boninit (SiO₂=57.59%, MgO=11.79%; et TiO₂ = 0.14%) et B28/1-bazalt me afinitet boninitik (SiO₂ = 51.27), Na₂+K₂O = 3.6%; TiO₂ = 0.27). Alterimi hidrotermal, qe ka pesuar kampioni B30, duke modifikuar perberjen mineralogjike dhe kimike fillestare, nuk na lejon te klasifikojme ate sipas kriterëve te percaktuara nga IUGS. Megjithate, mbeshtetur ne permbajtjet e larta ne MgO (15.43%), te ulet ne TiO₂ (0.09%), ne elementet gjurme (Zr, Y) dhe Toka te Rralla, ne e konsiderojme si nje shkemb boninitik.

Boninitet e masivit te Shebenikut (B14), sipas klasifikimit kimik te propozuar nga Crawford et al., (1989) per boninitet, bazuar ne permbajtjet e SiO₂, CaO dhe raportin CaO/Al₂O₃, I perkasin klases se boniniteve te pasura me CaO. Karakteristikat kryesore gjeokimike te shkembinjve bonitike jane paraqitur ne tabelen 2.

Perberja kimike e dajkave bonitike (sipas Manika 1994)

	B14	B30
SiO ₂	55,32	43,75
TiO ₂	0,13	0,08
Al ₂ O ₃	10,64	6,55
FeO _t	8,91	8,14
MnO	0,17	0,14
MgO	11,33	14,41
CaO	8,69	18,28
Na ₂ O	0,81	2,04
K ₂ O	0,02	0,00
P ₂ O ₅	0,04	0,02
Nik	3,77	6,27
Shuma	99,83	99,68
Be	0,8	0,6
Sc	46	41,9
V	210	212
Cr	766	1160
Co	46	48
Ni	133	313

Tabela Nr.2

Cu	67	52
Zn	50	47
Ga	15	11
Rb	5	6
Sr	25	42
Y	7	9
Zr		
Nb	<5	<5
Ba	30	<5
Th	<5	9
La	0.62	
Ce	1.81	0.76
Nd	0.95	0.22
Sm	0.68	0.23
Eu	0.16	0.09
Gd	0.89	0.64
Dy	0.67	0.41
Er	0.58	0.3
Yb	0.74	0.57
Lu	0.16	0.12

Raporti Mg/(Mg+Fe²⁺) leviz nga 0.57-0.79. Nje veçori e rendesishme eshte permbajtja shume e ulet ne TiO₂ (0.09-0.27%). Raportet Al₂O₃/TiO₂ dhe CaO/TiO₂ jane shume me te larta se ato te MORB-ve dhe te krahesueshme me ato te boniniteve terciare (Bloomer and Hawkins, 1987; Beccaluva and Serri, 1988) dhe te kompleksit ofiolitik te Troodosit (Cameron, 1985; Beccaluva and Serri, 1988; Taylor and Nesbit, 1988). Permbajtjet ne Cr, Ni dhe Co zvogelohen progresivisht me zvogelimin e permbajtjeve te MgO. Varferimi ne TiO₂ shoqerohet me vlera te uleta te raporteve Ti/V (2.5-6.8) dhe Ti/Sc (12.9-3.8 dhe 2.6) dhe Ti/Sc (17.6 dhe 12.9) jane me te uleta se ne kondritet.

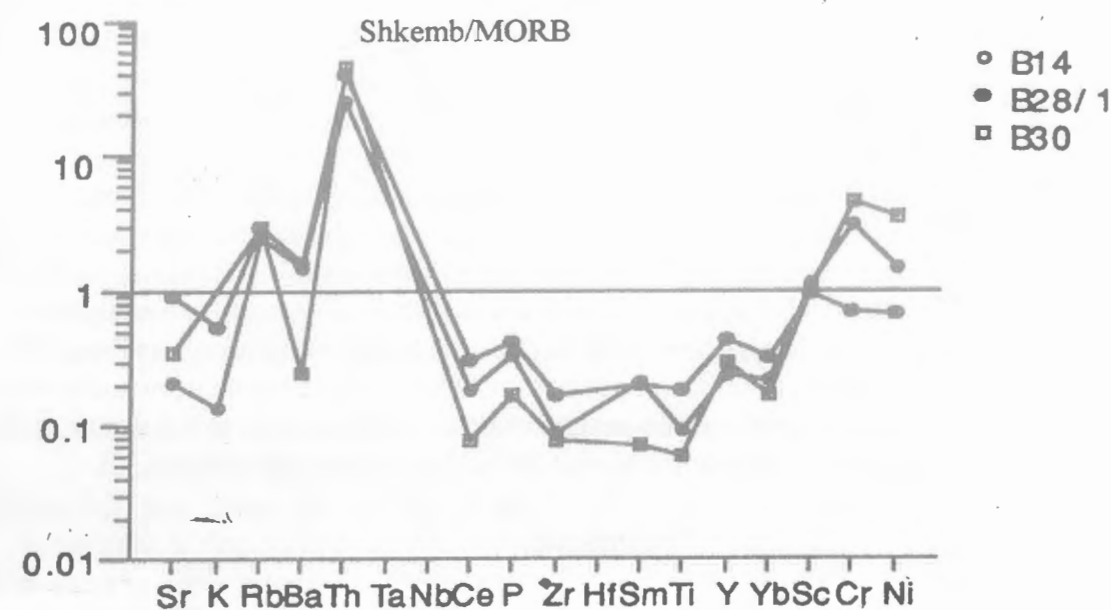


Fig.4 Diagrama e elementeve gjurme te normalizuara me MORB (Pearce, 1983)
Trace element concentrations normalized to the MORB composition (Pearce, 1983).

Karakteristikat e pergjithshme te elementeve gjurme, mund te ilustrohen nga paraqitja e perqendrimeve te tyre, normalizuar me perberjen MORB (fig. 4). Shperndarja e elementeve me ngarkese te forte ("HFS", Ti, Zr) eshte komplekse krahesuar me profilet e rregullt te MORB-ve tipike. Ato kane perqendrime shume te uleta ne elemente "HFS" (Ti, V, Zr) dhe ne Toka te Rralla, krahesuar me MORB. Kjo karakteristike mund te shpjegohet me nje nga faktoret e meposhtem: (a) me stabilitetin e nje faze me koeficient te shperndarjes solid/shkrirje > 1 ne burimin mantelik; (b) metasomatizmi i burimit magmatik nga nje fluid ose nje magme e varferuar ne elemente "HFS"; (c) me nje proces shkalle shkrirje te larte, dhe (d) nje fraksionim te parakohshem te magnetit. Perkundrazi, pergjithesisht, pasurimi ne elemente "LIL" i atribuohet prezence e nje perberesi fluid, i rrjedhur nga dehidratimi i pllakes zhytесе, gjate subduksionit (Tatsumi et al, 1986).

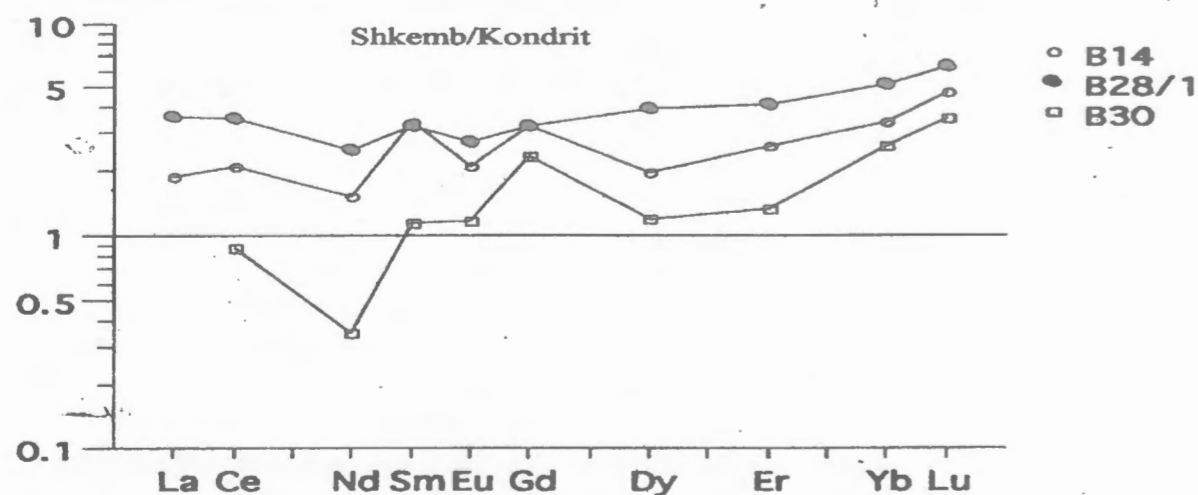


Fig.5 Diagrama e Tokave te Rralla te normalizuara me kondritet (Nakamura, 1974)
Chondrite-normalized REE abundances diagrams (Nakamura, 1974).

Profilet e Tokave te Rralla te normalizuara me hondritet, jane paraqitur ne figuren 5. Ne profilin e kampionit 28/1, vrojtohet nje zvogelim progresiv i perqendrimeve te Tokave te Rralla te Renda, ne krahesim me Tokat e Rralla te Mesme dhe nje rritje ne ato te Tokave te Rralla te Lehta, nderkohe qe profilet e kampioneve B14 dhe B30 jane me te rregullt. Raportet (La/Yb) N dhe (La/Sm)N luhaten perkatesisht nga 0,56 deri ne 0,71 dhe nga 0,75 deri 1,15. Kampionet paraqitin profile te Tokave te Rralla tipike ne forme "U" karakteristike per boninitet dhe te ngjashme me ato te masivit te Troodosit (Beccaluva and Serri, 1988, Cameron 1985; Taylor and Nesbitt, 1988). Prezenca e nje perberesi (fluid ose shkrirje silikate) te rrjedhur nga subduksioni mund te shpjegoje kete forme profili (Stern et al., 1991). Ne te kundert me elementet "LIL", Tokat e Rralla mobilizohen nga fluide te pasura ne fluor ose shkrirje silikate (Tatsumi et al., 1986). Pasurimi ne Toka te Rralla te Renda, ne krahesim me Tokat e Rralla te Lehta, mund te shpjegohet me metasomatizmin e nje manteli te varferuar nga shkrirje te rrjedhura nga burime te ngjashme me ate te OIB (Cameron 1985; Hickey and Frey, 1982; Stern et al, 1991; Sun and Nesbit, 1978, Taylor and Nesbitt, 1988). Profilet e boniniteve te masivit te Shebenikut jane ne mosperputhje, qofte me llogaritjet e modeleve te kristalizimit te fraksionuar, qofte me ate te shkrirjes se pjesshme te nje burimi te thjeshte lherzolitik me spinel apo harzburgitik.

6. Diskutim

Sekuena plutonike e kores e masivit te Shebenikut, konkretisht shkembinjte ultramafike (dunit me klinopiroksen, verlite dhe verlite me plagjioklaz) dhe kumulatet (gabrot e shtresezuara dhe gabrot izotropike) jane te nderprere nga shkembinj dajkore mikrokorrizore te tipit boninitik (B14,

B30) dhe dolerit (B28/1) me afinitet boninitik. Kampionet perfaqesuese te shkembinjve dajkore mikrokorrizore kane karakteristika te perbashketa, por njekohesisht kane dallime persa i perket permbajtjes se SiO₂, MgO, Ni, Cr, V, si dhe shkalles se varferimit ne elemente "HFS" dhe Toka te Rralla.

Boninitet konsiderohen te formuara nga magma te rrjedhura nga shkrirja e pjesshme e nje manteli lherzolitik, te varfer ne klinopiroksen, (harzburgitike), ne kushtet e nje presioni te ulet (<10 kb) dhe ne prezence te ujit. Ne fakt, rezultatet gjeokimike dhe profilet e elementeve gjurme dhe Tokave te Rralla, te paraqitura me siper, jane ne mosperputhje, qofte me llogaritjen e modeleve te kristalizimit te fraksionuar, qofte me llogaritjet e modeleve te shkrirjes se pjesshme te nje burimi te thjeshte, lercolit me spinel ose harzburgitik.

Manika (1994) tregoi dhe argumentoi proceset e qarkullimit te shkrirjes dhe reaksionet e bashkeveprimit shkrirje/mantel, ne pjesen e siperme mantelike te masivit te Shebenikut. Shkrirjet e modifikuara gjate reaksioneve shkrirje/mantel qe zhvillohen kryesisht ne pjesen e siperme te mantelit e konkretisht ne zonen e kalimit drejt sekuences ultramafike, do te vazhdojne qarkullimin ne pjesen e kores (sekuencen ultramafike e mafike), duke formuar dajka te shkembinjve mikrokorrizore. Studimi petrografik dhe gjeokimik tregoi natyren boninitike te ketyre shkembinjve. Kjo shkrirje karakterizohet nga perqendrime te uleta te elementeve me ngarkese te forte "HFS" dhe ne Toka te Rralla, ne krahesim me shkrirjet e tipit MORB. Reaksionet e magmave bazaltike me lercolitet (1) lerc + shkrirje < lerc + shkrirje; 2) lerc + shkrirje < harc + shkrirje; 3) lerc + shkrirje < dunit + shkrirje prodhojne shkrirje te varfera ne Zr, Ti dhe Toka te Rralla, krahesuar me ato MORB (Kelemen et al., 1990, 1992). Kur shkrirjet fillestare (Lik) jane relativisht te pasura ne elemente "LIL" dhe ne Toka te Rralla, ne krahasim me ato MORB, atehere ky pasurim do te ruhet ne shkrirjet derivate. Sipas te Kelemenit et al., (1990, 1992) varferimi i shkrirjes mund te rrjedhe nga bashkeveprimi me peridotitet e varferuara. Varferimi i shkrirjes ne elemente "HFS" rrjedh nga reaksioni intensif midis shkrirjes dhe fazave silikate (olivine, ortopiroksen) dhe spinelore te peridotiteve, te karakterizuara nga koeficientet shperndarje solid/shkrirje me te larta per keta elemente se sa per elementet e tjere inkompatible.

7. Perfundime

1. Dajkat boninitike nderpresin shkembinjte ultramafike dhe gabrot e skajeve perendimore te ofioliteve te Shebenikut.
2. Te dhenat petrografike dhe gjeokimike te ketyre dajkave konfirmojne ngjasimin e tyre ne boninitet e rajoneve te tjere.
3. Formimi i dajkave boninitike i perket fazave mbyltese te magmatizmit ofiolitik dhe eshte kushtezuar nga kristalizimi i shkrirjeve boninitike, te rrjedhura nga modifikimi i perberjes se shkrirjeve bazaltike per efekt te bashkeveprimit shkrirje/mantel.
4. Renia e dajkave boninitike ne ofiolitet e Shebenikut, sikurse edhe prania e boniniteve ne sekuencen vullkanike dhe te dajkave paralele te ofioliteve lindore, tregon per mundesine e pranise se mjediseve gjeodinamike te mbisubduksionit.

8. Literatura

- Baker D.R. and Grove T.L. (1985): *Kinetics controls on pyroxene nucleation and metastable liquid lines of descent in a basaltic andesite*. *Americ. Mineral.*, 70, p. 279-287
- Beccaluva L., Ohnenstetter M., Ohnenstetter D. and PAUPY A. (1984): *Two magmatics with islands arcs affinities within the Vourinos ophiolites*. *Cont. Mineral. Petrol.*, 85, p. 253 - 271.
- Beccaluva L. and Serri G. (1988): *Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites; a reappraisal of their petrogenesis and original*

- tectonic settings. *Tectonophysics*, 146, p. 291-315.
- Beccaluva F. (1986): *Zhvillimi gjeologjik dhe strukturor I rajonit Hotolisht-Shebenik dhe veçoritë strukturore te pjeses qendrore te antiklinorit te kompleksit ultrabazik te Shebenikut*. Bul. Shk. Gjeol., Nr.3, p. 27-42.
- Bloomer S.H. and Hawkins J.W. (1987): *Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97, p.361-377.
- Cameron W.E. (1985): *Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus*. *Contrib. Mineral. Petrol.* 89, p. 239-255.
- Coich R.A., Hickey R. and Frey F.A. (1982): *Rare earth element geochemistry of the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: complexities in ophiolite formation*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 46, p. 2117-2134.
- Crawford, A.J., Fallon T.J. and Green D.H. (1989): *Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites*. In Crawford, A.J. (Ed.), *Boninites and Related Rocks London* (Unwin Hyman), p.1-49.
- Çili P., Braçe A., Alliu I. Et Kotani V. (1985): *Studim kompleks gjeologo-rilevues per prognozen kromitmbajtese te masivit ultrabazik te Shebenik-Pogradecit*. ISPGJ, Tirane, 377 p.
- Ernewein M., Pflumio C. and Whitechurch H. (1988): *The death of an accretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman)*. In F. Boudier and A. Nicolas (Ed), *The ophiolites of Oman*. *Tectonophysics*, 151, p. 247-274.
- Gamble R.P. and Taylor L.A. (1980): *Crystal/liquid partitioning in augite: effects of cooling rate*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, p.21-23.
- Girardeau, L. and Franchetau J. (1993): *Plagioclase - wehrlites and peridotites on the East Pacific Rise Hess Deep and the Mid-Atlantic Ridge DSDP Site 334: evidence for magma percolation in the oceanic upper mantle*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 115, p. 137-149.
- Hickey R. L. and Frey F.A. (1982): *Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 46, p.2099-2115.
- Kelemen P.B. (1990): *Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite*. *J. Petrology*. Vol. 31, Part I, p. 51-98.
- Kelemen P.B. Johnson K.T.M. Kinzler R.J. and Irving A.J. (1990): *High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction*. *Nature*, vol. 345, p. 521-524.
- Kelemen P.B. Dick H.J.B. and Quick J.E. (1992): *Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle*. *Nature*, vol. 358, p.635-641.
- Le Maitre R. W., ed (1989): *A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford London Edinburgh Melbourne, 193 p.
- Manika K., Bebien J., Shallo M et Gega D. (1992): *Les séries litées associant péridotites et gabbros dans le massif ophiolitique de Shebenik (Albanie); 14e Réunion des Sciences de la Terre*. Toulouse. 13-15 Avril.
- Manika, K. (1994): *Pétrologie du massif ophiolitique de Shebenik (Albanie)*. Thèse de doctorat, Université Paris-Sud, Orsay, France, 239 p.
- Meijer A. (1980): *Primitive arc volcanism and a boninite series: examples from the western Pacific island arc system*. In Hayes, D.E. (Ed.), *Tectonic and Geologic Evolution of Southwest Asian Seas and Islands*. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. Ser.*, 23, p.269-282.
- Morimoto N., Fabriès J., Fergusson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K. and Gottardi G. (1988): *Nomenclature of pyroxenes*. *Mineral. Mag.* Vol. 52, p.535-550.
- Nakamura N. (1974): *Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonate and ordinary chondrites*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, p. 757 - 775.

- Ohnenstetter D. and Brown W.L. (1992): *Overgrowth textures, disequilibrium zoning, and cooling history of a glassy pyroxene boninite dyke from New Caledonia*. *J. Petrology*, vol. 33, part 1, p. 231-271.
- Pearce J.A. (1983): *Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins*. In Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J, Ed. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich (Shiva), p. 230 - 249.
- Petersen J. (1891): *Der boninit von Peel Island*. *Jahrb. Hamburg. Wiss. Anst.*, p.8-30.
- Premti I., Dobi A., Gurabardhi L. et Ruli Q. (1991): *Petrologjia e shkëmbinjve ultrabazike te brezit lindor te masivit ultrabazik te Shebenik-Pogradecit dhe ligjesite e vendosjes se mineralizimit te kromit*. ISPGJ, Tirane, 180 p.
- Shallo M. (1991): *Ofiolitet e Shqipërisë*. Universiteti I Tiranes, 247p.
- Shallo M. (1990): *Boninite midis Ofioliteve lindore te Shqipërisë*. *Bul. Shk. Gjeol. Nr 4*; p.19-37.
- Shallo M. (1995): *Volcanies and sheeted dykes of Albanian SSZ ophiolite*. *Buletini I shkencave Gjeologjike Nr. 1*. 99-118.
- Stern R.J., Morris J., Bloomer S.H. and Hawkins J.R. J (1991): *The source of the subduction component in convergent margins magmas: Trace element and radiogenic isotope evidence from Eocene boninites, Mariana forearc*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 55, p. 1467-1481.
- Sun Sh-S. and Nesbitt R. W. (1978): *Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts*. *Geology*, vol. 6, p. 689-693.
- Tatsumi Y., Hamilton D.L. and Nesbit, R. W. (1996): *Chemical characteristics of the fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks*. *J. volcanol. Geother. Res.*, 29, p. 293-309.
- Taylor R.N. and Nesbit R. W. (1988): *Light rare-earth enrichment of supra subduction - zone mantle: Evidence from the Troodos ophiolite, Cyprus*. *Geology*, vol. 16, p. 448-451.

9. Abstract

The dykes crop out within crustal sequence of the Shebenik massif. The petrographical study determined the pheno and microcrysts of the pyroxenes, with following sequence crystallisation: sp-opx-cpx-pl-qz-amph; clinopyroxenes in the boninites are magnesian, si and Cr-riche, and poor in Al, Fe³⁺, Ti and Na; spinels are chrome-rich (cr/Cr+Al) = 0.77 - 0.79). Petrological and geochemical data show the boninitic composition of the parentol liquids. Which are all depleted in high-field-strength elements (such as Zr, V, Y, Ti) relative to morbasalts caused by pervasive melt-rock reaction in the upper mantle. Futher circulation of these melts the crustal sequence prудuce the boninitic dykes. Acording to Kelemen, (1990), Kelemen et al., (1990) the depletions in high-field-strength element (HFS) and REE of the liquids is caused by extensive reaction between liquid and silicat phases (ol, opx, sp) which are characterized by higher crystal/liquid distribution coefficients for these elements than for other incompatible trace elements.

MASIVI GABROR I KÇIRES DHE MINERALIZIMI KUARC-SULFUR I LIDHUR ME TE

AGIM TERSHANA
NIKOLL PJETRI

Jepen vecorite kryesore gjeologjike, petrografike, mineralogjike te masivit gabror te Kçires dhe te mineralizimit damaror kuarc-sulfur te zhvilluar ne te.

1. HYRJE

Ne brezin ofiolitik perendimor-verior te Mirdites, lidhur me kompleksin plutonogjen bazik, ndoshet masivi gabror I Kçires, e ne te vendburimi kuarc-sulfur, I vetmi deri me sot I gjetur ne kete brez shkembor, I cili eshte vene ne shfrytezim qe ne vitin 1985 (Gjoni S., Tershana A. 1981) (fig. 1a,b)

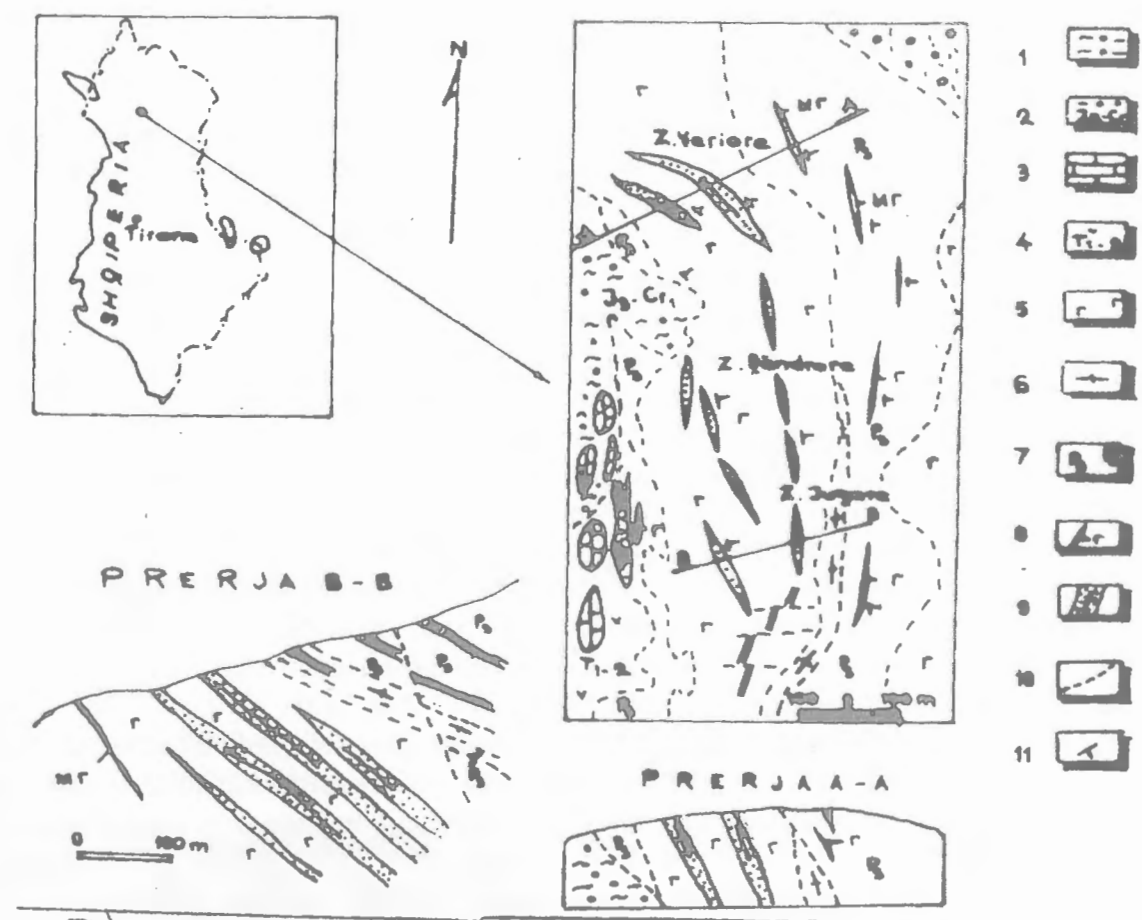


Fig1a. Skema gjeologjike e vendburimit Kçire

Geological scheme of Kcira source

Fig 1b. Prerja gjeologjike e vendburimit Kcira

Geological section of Kcira source

1. Deluvione, 2. Pakoja argjilite-copezore (J3-Cr1), 3. Depozitime gelqeroro-terrigjene,
4. Bashkesia vullkanogjeno-sedimentare, 5. Gabro, 6. Amfibolite, 7. Peridotite te serpentizuar, 8. Seria damarore, 9. Mineralizimi kuarc-sulfur, 10. Kontakt tektonik,
11. Elemente strukturor.

As. Prof. A. Tershana Instituti i Kerkimeve Gjeologjike
N. Pjetri Dega Rajonale Puke

Nje pjese e ketyre arritjeve gjeologjike dhe analitike shtjellohen ne kete punim, duke menduar se masivi gabror I Kçires dhe vendburimi I bakrit sulfur I lidhur me te, eshte nje shembull I mire per studimin e ndertimit gjeologjik te masiveve analoge, ne jug e ne veri te ketij brezi ofiolitik, te objekteve e shfaqjeve te tjera xeherore klorite-kuarc-sulfure te njohura, ose pak te njohura.

2. Gjeologjia

Ne rajonin e Kçires shkembijnje plutonike bazike te brezit ofiolitik, paraqiten ne trajten e nje masivi me pamjen e nje shtoku te çrregullt. Ky masiv perfaqeson vazhdimin jugor te daljes se madhe te kompleksit gabror te Pukes. I cili ndodhet ne buzen perendimore te zones se Mirdites, prane prishjes tektonike krahinore te mbihypjes se kesaj zone, ndaj asaj te Cukalit. Ky kompleks nis ne veri nga Bushati, Qelza, Dedaj, Lufi, Kçira neqender, per te vazhduar me ne jug me nderprejre ne Korthpule, Turrec, Kashnjet, Ungrej. Masivi, shtoku I Kçires, ndodhet ne qender te ketij kompleksi dhe zgjatet ne perputhje me gjithë masen gabrore, nga VL ne JP.

Ne siperfaqe, e nga punimet minerare, verehen prishje te shumta tektonike, gjatesore e tertthore para dhe pas mineralizimit. Nder to ka te atilla qe kane natyre spostuese, deri mbihypese-mbulesore, ç'ka del dhe nga shumica e shpimeve qe qartesisht tregojne kalimin e mases bazike ose ultrabazike-bazike, tektonikisht, mbas dhjetra ose qindra metrash, ne serine vullkanogjeno-sedimentare, ose ne pakon argjilite me copa. Karakteri mbulesor I rajonit te Kçires, shprehet dhe ne mbihypjet e mases ultrabazike ne trajte luspash, mbi ate gabrore, nepermjet brezash amfibolite e serpentinite. (fig. 1b).

Shkembijnje ultrabazike, dalin kryesisht ne krahu e varur e me pak te shtruar te masivit gabror. Daljet lindore te tyre, qe paraqiten si nje mbulesore mbi gabrot (prerja e Lupit etj.), jane pjese te masivit ultrabazik te Terbunit te Pukes. Kontakti I ketyre shkembijnjeve eshte thuajse kudo tektonik me renie lindore. Ne to zhvillohen brezat e shkembijnjeve metamorfike, ofiolite, kloritite, serpentinite, rodingite etj. Ne rajonet fqinje, psh. ne zonen e Vrrithit, Turrecit, Harrajt, ne jug te Kçires, ne keto lloje shkembore metamorfike, melanokrate, jane takuar mineralizime te mireqena sulfure te bakrit, qe jane nderkaq objekte studimesh, kerkim-zbulimi. Ndersa ne jug e jugperendim te masivit gabror te Kçires, veçanerisht ne perroin Kaçes, para kthesave te siperme te Gomsiqes, zona e kontaktit te shkembijnjeve bazike me ato ultrabazike, paraqet pjeserisht zhvillim te mineralizimit pirotimor, te lidhur kryesisht me serpentinitet, millonitet e tjetersuara te kontaktit qe ndiqet disa qindra metra. Keto zona, breza shkembore me interes metalogjenik, me perhapje te te vogel, paraqesin vlera praktike, per zhvillimin e mineralizimeve sulfure hidrotermale te hekurit, bakrit, nikelit, deri nikelit arsenur etj (Gjoni S. 1982; Shima G. etj, 1985; Çina A. 1989; Tershana A; 1992; Shallo M. 1996, etj) ç'ka mbeshtetet dhe nga punimet kerkuese-rilevuese, gjeologo-gjeofizike, ne shakllat 1:10000, 1: 2000 e te punimeve te minieres.

Vete masivi gabror I Kçires, ne teresi, shquhet per specializim metalogjenik kryesisht per baker; ne lindje, sidomos ne zonen kalimtare gabro-ultrabazike per specializim ne hekur, titan, vanadium; pjese te veçanta te tij vetem per hekur (objektet e Lupit, Qenetit etj); me tutje, drejt jugut (Gomsiqe, Vrrith etj) ne masen ultrabazike per krom, alumokromit. Nuk I shpetojne ketij specializimi metalogjenik dhe seria e dajkave "paralele" aq te perhapura ne zonen Lup-Rrukaj.

3. Petrografia

Ne ndertimin e masivit te Kçires marrin pjese shkembijnje e kompleksit plutogjen bazik, gabro, olivinitet, gabronorit, gabrot, qe zhvillohen ne pjesen e poshtme e te mesme te prerjes dhe leukogabrot e gabrodiabazet, qe zhvillohen ne pjesen e siperme, duke patur kalime te doradorshme nga nje lloj facial ne tjetrin. Ato nderpriten nga shkembijnje e serise damarore te perberjes bazike, kryesisht mikrogabrot, mikrogabronorite e gabropegmatite dhe mesatare mikrodiorit-plagiogranite. (fig.2)

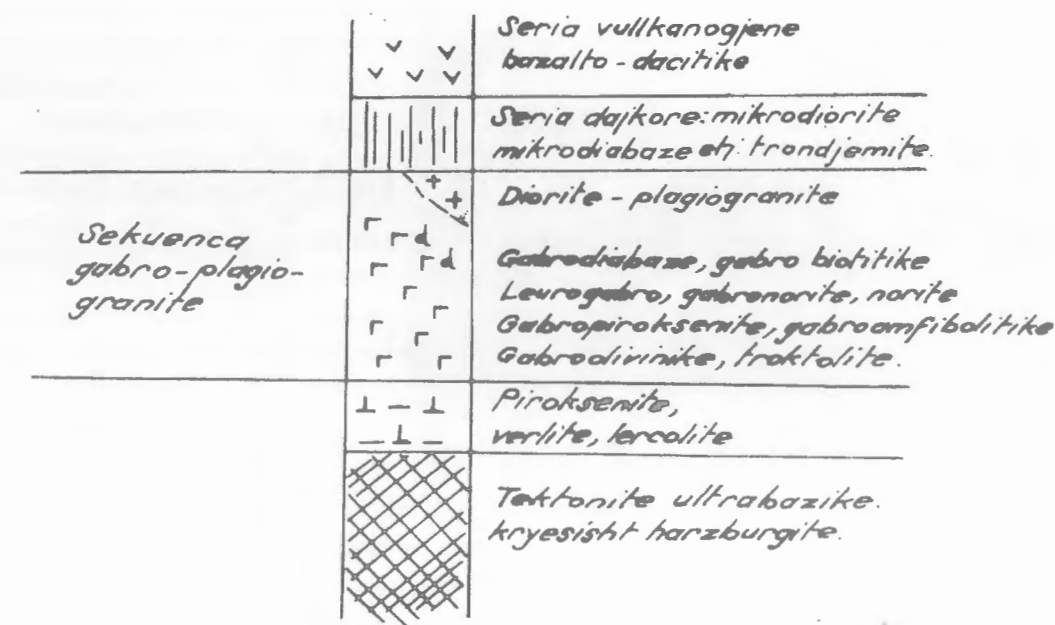


Fig.2 Vendosija gjeologjike e sekuenes gabro-plagiogranitike ne ofiolitet veriore e perendimore te Albanideve (Rajoni Kçires). Geological setting of gabro-plagiogranitic sequences in west and northern ophiolite of albanides (Kçira region).

4. Gabrot

Gabrot jane shkembijnje zoterues te masivit. Perfaqesohen me teper nga llojet leukokrate, ne te cilat sasia e mineraleve femike eshte e vogel 10-30%, disa here gati e paperfillshme, sa te kujtojne plagioklazitet. Ne pjesen veriore leukogabrot, ne pergjithesi, paraqiten te kaolinizuara, ndersa ne pjesen jugore, ato jane mjaft te fresketa. Shquhen per strukturen kokrrizore gabrore me elemente te asaj poikilitike e gabrofitike. Permbajne plagioklaz anortit (An 95), klinopiroksen-diopsid (me 10% molekule hedenbergiti).

Veçori e perberjes lendore te ketyre gabrove, eshte natyra e theksuar kalciumore. Ne zonat e ndryshuara hidrotermale gabrot humbin pamjen fillestare, duke u shnderruar ne shkembijnj dytesore-metasomatike, klorite-karbonato-sulfure (foto 2), klorito-ceolito-epidoto-sulfure e lloje te tjere, ne vartesi nga zoterimi I njerit apo tjetrit mineral. Gabronoritet takohen ne trajte shliresh te vegjel ne siperfaqe, ndonjehere ne pjesen e mesme te prerjes, ndersa gabroolivinitet ndeshen me rralle, ne pjesen e poshtme, duke patur kalime ne leutroktolit (foto 1).

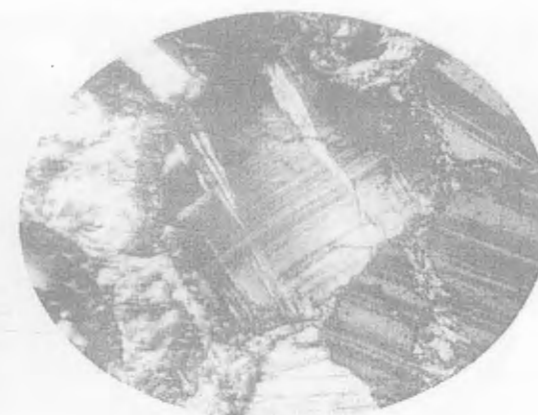


Foto 1. Gabro pjeserisht e kloritizuar Masivi gabror I Kçires Shlifi 8/90, me analizator Zmadhimi 15x

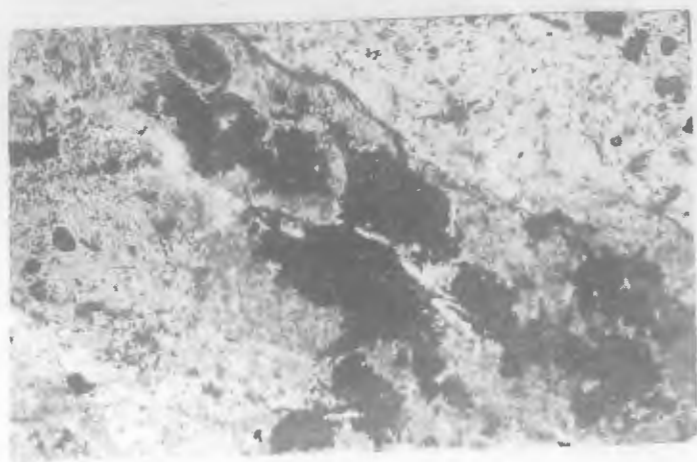


Foto 2. Metasomatit; klorito-sulfur
Masivi gabroid I Kçires
Shlifi 16/90, pa analizator
Zmadhimi 16x

Gabrodiabazet- Krahas leukogabrove ndeshen me shumice, duke zene vend te rendesishem, duke patur pozicion hapesor te percaktuar mire dhe kalim te qarte facial, te doradordhem, nga llojet gabrove me kristalizim te plote ne ato me kristalizim te shpejte.

Ne pjese te vecanta pershkohen nga seri dajkore mikrogabrosh.

Ne mikroskop shquhen per ndertimin gabrofitik kokrrizmadh, me elemente te shumte poikolitike; ku, krahas plagioklazit bazik (An 90-95) e klinopiroksenit (He 10-20), shpesh here ndodhen "fenokristale" olivine te rralla (foto 4), krejt te ndryshuara. Kemi ketu gabrodiabazet olivinike me natyre porfirite. Tipar tjetër dallues i tyre eshte prania jo e paket e kokrrizave xeherore te titanomagnetitit. Nder proceset e ndryshimit dallohen; amfibolizimi-kloritizimi, baulingitizimi, kaolinitizimi, leukoksenizimi (foto 3,4).



Foto 3. Gabrodiabaz, me strukture
gabrofiolitike
Masivi gabroid I Kçires
Shlifi 7/90, pa analizator
Zmadhimi 15x



Foto 4. Gabrodiabaz olivinik
(olivina eshte e ndryshuar
ne boulingit)
Masivi gabroid I Kçires
Shlifi 4/90, me analizator
Zmadhimi 15x

Shkembijnje e serise damarore. Masivi gabror eshte i ngopur me damare te mikrogabrove, qe zakonisht paraqiten si trupa paralel ndermjet tyre, me orientim te pergjithshem VP-JL, e gati paralel me shtrirjen e mbare masivit.

Dallohen nder to, mikrogabrot e amfibolizuara, mikrogabronoritet me titanomagnetit, mikrodiabazet e llojit porfirite te tyre, me rralle gabropegmatitet, mikrodioritet etj.

Mikrogabronoritet titanomagnetitmbajtese, ne ndonje rast, kane sasi te ngritur (deri 20%) te xeheroreve magnetit-ilmenit e shquhen per melanokratizem ne masen leukokrate gabrove. Seria damarore perfaqeson fazen e fundit te magmatizimit bazik ne masiv.

Amfibolitet. Ne kontaktin e gabrove me ultrabaziket, ne zonen e Pletit, ndeshet nje brez shkembijnsh amfibolite melanomezokrate, me ndertim rreshpor, me strukture lepidogranoblastike "syzore". Nga vendosja dhe nga perberja minerale duket se rrjedhin nga dinamometamorfizmi i gabrove, mikrogabrove. Ky brez shkembor tregon se shkalla e procesit te amfibolizimit te gabrove e gabrodiabazeve etj, ne zonen e vendburimit te Kçires, eshte thujse maksimal (e shoqeruar dhe me nje rreshpezim te plote). Me keto lloje shkembore dhe me kloritet apo amfibolitet, me ne jug te vendburimit te Kçires, ne zonen e Harrajt, lidhet mineralizimi sulfur i bakrit. Eshte gjetur keshtu nje premise tjetër e forte kerkimi, nje faktor kontrollues magmatik-petrografik i zhvillimit te mineralizimit klorito-kuarco-sulfur, krahas faktorit kryesor kerkues, atij tektonik (Teršana 1982).

Ne tabelen 1 kemi dhene perberjen kimiko-silikate te disa kampioneve perfaqesues, te gabrove kumulate te masivit gabror te Kçires. Nder to shquhen gabrot magneziale e hekurore, gabrot me titanomagnetit. Analiza kimike te tjera te shkembijnjeve te ndryshem, perfaqesues te prerjes se masivit, ndodhen ne studimet pergjithesuese e te vecanta gjeologo-petrologjike (Teršana A, 1982; Teršana A, 1986; etj).

Analizat kumulate te gabrove kumulate nga masivi i Kçires

Tabela 1.

	A	a	b	b
	23	20	Al 31	Al 32
	Gb	FeGb	Gb	Gb
SiO ₂	46,70	40,32	50,68	51,46
TiO ₂	1,02	3,95	0,70	0,90
Al ₂ O ₃	14,24	11,10	14,61	16,40
Fe ₂ O ₃	3,53	10,62	0,85	0,99
FeO	7,58	16,70	5,11	5,96
MnO	0,17	0,30	0,10	0,13
MgO	9,22	4,64	8,41	7,55
CaO	10,23	2,31	12,89	12,21
Na ₂ O	3,03	0,18	2,86	3,05
K ₂ O	0,18	0,06	0,05	0,09
P ₂ O ₅	0,08	1,90	0,11	0,11
H ₂ O-	1,03	1,82		
H ₂ O+	2,64	6,21		
			3,63	1,14
Ni	236			
V		700		

a) Sipas A. Teršanas (1982)

b) Sipas Institutit te Mineralogjise, Ferrara-Itali

* shkurtime Gb= gabro

FeGb= ferrogabro

Pa hyre ne hollesira petrografike dhe petrokimike te shkembinjve e mineraleve ne studim, por duke bere krahasime me te dhenat e literatures, ne aspektin gjeologo-petrologjik per objektet mesdhetare (Bartolotti V etj, 1984; Beccaluva L etj. 1992), keto kumulate mafike bien ne trendin e ofioliteve qe jane te ngjashme me ato te Apenineve.

Sikurse eshte vene ne dukje dhe me pare ne rajon, prania e shkembinjve gabroide, te tille si: ferrogabrot, gabrot apatitmbajtese, gabrot amfibal-biotitike etj, si lloje petrografike te vecante te facies kumulate mafike te brezit perendimor te shkembinjve mafike-ultramafike te ofioliteve, hedh drite per kushte te caktuara te formimit nga kristalizimi I fraksionuar kumulativ, I nje magme bazaltike me kah toleitik, te kompleksit ofiolitik te Albanideve. Ai ka disa litotipe te skajshme, duke filluar me te gjitha llojet plagiobazike ultramafike, deri ne ato me leukokrate (amortozitet), per te arritur ne persosmeri te fraksionimit, ne llojet gabro-diorite me apatit e diku ne gabrodiabazet olivinike ne ndertim "porfirrit", si kumulate te kristalizuuar ne thellesi te ceket nga dyshemeja toleitike e fraksionuar (Tershana A.1992). Sic do te shohim dhe me tej, permbajtja e elementeve kryesore metalore (Fe,Cu), dhe jometallore (Si, Mg, Al, Ca) te xeheroreve kuarc-klorito sulfure ne Kcires, krahas mikroelementeve te tille si Zn, As, Ti, V, Cr, Mn, Ni, Co, nga ana cilesore I pergjigjet elementeve perberes te shkembinjve gabrore te masivit te Kcires (shih pasqyren 1...).

4. Disa pergjithesime per pozicionin e brezit xeheror kuarc-sulfur.

Sipas studimeve te shumta, mbi brezin ofiolitik te Albanideve dhe metalogjenine e tij, te kryer nga specialistet tane dhe te huaj, rezulton se; brezi xeheror I mineralizimit damaror kuarc-sulfur ne Albanidet perkonkryesisht me fushe perhapjen e shkembinjve te serise gabro, gabroplagiogranitike te ofioliteve.

Ne ofiolitet lindore, ky brez xeheror perfaqesohet nga mineralizimi kuarc-sulfur damaror, qe formon vendburime te medha, te mesme, te vogla, te lokalizuuar kryesisht ne shkembinjte gabrore (me teper ne tipin gabronorit), e pjeserisht ne dioritet kuarcore-plagiogranitet, ne forme damaresh e seri damaresh kuarc-sulfure, me vendosje pajtuese, ose mospajtuese me shkembinjte rrethues, me ndertim heterogjen, te çrregullt, ose zonal.

Perqendrimi me I madh I ketij mineralizimi, zakonisht me mbizoterim te pirotines, verehet ne pjeset e siperme te prerjes ofiolitike plutogjene, sidomos ne plagiogranitet, ku takohen si rregull, damare kuarc-kalkopiriti me oreole te kufizuuar te metasomatiteve hidrotermale. Ne keto raste mineralizimi kuarc-sulfur supozohet I formuar ne kushte te temperaturave te larta-te mesme me teper, deri ne te mesme te uleta, dhe I lidhur gjenetikisht me shkembinj gabro plagiogranitike. Perspektiva e ketij mineralizimi lidhet me sheshin e perhapjes se shkembinjve gabro-plagiogranitike, ose shkembinjve vullkanike.

Ne ofiolitet perendimore, ne brezin xeheror ne fjali, takohen damare kryesisht kuarc e klorito-sulfure, ne perhapje e permassa me te kufizuara qe zakonisht perqendrohen, qe nga nivelet kalimtare ultramafike-mafike, deri ne pjeset e siperme te prerjes se shkembinjve gabrore. Ato nuk kane dallime thelbesore mineralogjike e gjeokimike nga mineralizimi analog I ofioliteve lindore (grup autoresh, 1989, Shallo M. 1996). Megjithate çdo zone, objekt e shfaqje ka dhe specifikat e veta, qe shprehen si ne ndertimin gjeologjik dhe ne specializimin metalogjenik. E tille eshte dhe zona e Kcires, qe ne ditet tona ka nje arritje studimore me specifika metalogjenike te tilla, qe ngjallin gjithmone interes studimor, kjo dhe pas studimeve me te fundit gjeologo-gjeofizike (Shima G, 1986) dhe punimeve te shfrytezimit te minieres.

Nga ana tjeter marredhenie e ketij brezi me serine vullkanogjene ne bazaldecitike, ne pjeset e ndryshme te brezit ofiolitik perendimor, here jane te doradorshme, nepermjet gabrodiabazeve, here here nderprerese, te shprehura me injeksione e dajke gabrore e plagiogranitike, ne vullkanitet e pjeseve te poshteme te prerjes, e nganjehere dhe ne dajkat paralele (Shallo M, 1989).

I doradorshem eshte shpeshhere edhe kalimi nga kumulatet ultramafike ne ato mafike-gabrore, qe shprehet ne pranine e verliteve, piroksiniteve, gabrove, gabroolivinike, ose ne pranine e lercoliteve plagioklazike deri ne taktolite e gabroolivinite etj.

Ne ofiolitet perendimore-veriore sekuenca gabro-plagiogranitike, qe ne teresi ne lindje ze nje siperfaqe jo te vogel, ne perendim paraqitet ne nje sere masivesh te vegjel, te lidhur njeri me tjetrin, ose te vecuar, qe nisin nga Bushati, Qelza, Dëdaj, Lupi-Kçira, Turrec-Kashnjet, etj. qe kane ne teresi

siperfaqe te vogla. Keshtu masivi I Kçires eshte veç 12 km² Por ai krahas analogjive gjeologjike qe ka me perendimoret e tjere, ka dhe specifikat e dallimet me to, qe shprehen si ne aspektin petrografik-petrologjik dhe ne metalogjenine e vleren konkrete praktike.

5. Morfologjia e zonave dhe e trupave xeherore. Tipet e mineralizimeve.

Zonat e mineralizuara perqendrohen ne te gjitha nivelet shkembore te masivit. Mineralizimi mbush boshlleqet, çarjet tektonike te paramineralizimit, ato me drejtim gjatesore dhe afrogjatesore, me renie lindore, verilindore, me rralle jugore.

Dallohen 3 zona kryesore te mineralizuara:

Zona veriore e zhvilluar me nivelet me te siperme, me gjatesi 300-500 m, e gjeresi, 1-10 m, me thellesi deri 150 m (fig 2).

Zona qendrore I perket niveleve te mesme e te siperme, me gjatesi rreth 1 km, gjeresi 2-5 m, thellesi 6-150 m (fig 1).

Zona jugore takohet ne nivelet me te poshtme, ka shtrirje 600-700m, renie lindore me thellesi 100-150 m (fig.2).

Zonat e mineralizuara sipas shtrirjes, renies e trashesise, paraqesin ngushtime, zgjerime, mbyllje dhe hapje gjenetike. Verehen perseritje paralele te zonave, nje pjese e te cilave nuk kane dalje ne siperfaqe. Ato kane kontakte kryesisht te prera me shkembinjte anesore, por me ndryshime anesore qe ne zonen veriore e qendrore perfaqesohen nga kloritizimi e kuarcezimi. Zonat jane me te qendrueshme ne shtrirje se sa ne renie, duke u shoqeruar me ndryshime te kendit te renies e te shtrirjes.

Ne siperfaqe zonat e mineralizuara paraqiten te kuarcezuara, kloritizuara e te limontizuara. Permbajne fole kalkopiriti, malahiti, azuriti, koveline, kalkozine, e me rralle borniti.

Trupat xeherore perhapen brenda zonave te mineralizuara me te njiitet elemente shtrirje. Kane forme damarore e thjerrzore, qe shoqerohen me degezime gjate renies e shtrirjes.

Ne baze te shoqerimeve minerale paragenetike, dallohen disa tipe xeherore; klorit-kalkopirit, klorit-kuarc-kalkopirit, kuarc-kalcit-pirit, kuarc-epidot-kalkopirit dhe tipi I thjeshte kalkopirit. Kater tipet e para jane te perhapur me teper ne zonen veriore e qendrore, ndersa dy tipet e fundit ne zonen jugore. Perberja minerale e trupave xeherore eshte e thjeshte; klorit, kuarc dhe kalkopirit, me permbajtjete vogla piriti, pirotine, sfaleriti, markaziti, kalciti, epidoti e lomontiti, qe ndryshojne ne raporte sasiore nga njeri tip xeheror ne tjetrin. Me te perhapura verehen teksturat njolllore, nyjore, damarore, thjerrzore te mbushjes, qe arrijne trashesine deri 1 cm. Me pak te perhapura jane teksturat masive, brezore te krustifikacionit, mikrodamarore e mikro-damarore-rrjetore dhe teksturat e perajrimit.

6. Karakteristikat e disa mineraleve metalore e jometallore.

Kalkopiriti, eshte nder mineralet me te perhapura te xeheroreve te studiuar. Takohet ne trajte njollash, foleshe e damaresh, rralle masive, I shoqeruar kryesisht me kloritin e kuarcin. Agregatet e tij kane ndertim anedral me konture te dhembazuara, qe shpesh korodojne e kapërthejne agregatet e piritit, kloritit e kuarcit, duke formuar struktura anhedrale metakristallore dhe korrozionale. Keto agregate

mbajne pikezime e njolla te vogla, te rralla e te vecuara te pirotines, sfaleritit e markazitit.

Ne analizat spektrale verehen permbajtje me te larta te Mn, Co e Ag, se ne piritite. Elementet e Zn, Ni, Co, Ag, e Mn, takohen kryesisht si perzierje izomorlike.

Keto te dhena tregojne se kemi te bejme me kalkopirite afersisht te njejta, qe I perkasin nje stadi dhe nje etape formimi.

Piriti. Takohet ne sasi te vogla, nga disa kokrriza deri 0,6%, ne anshlifet e tipeve xeherore klorit-kalkopirit, klorit-kuarc-kalkopirit dhe kuarc kalkopirit, qe I perkasin piritit te stadi te pare te formimit. Piritet qe takohen me rralle ne shoqerim me kuarcin e kalcitin, ne sasi deri 20%, perbejne piritet e stadi te dyte. Agregatet e piritit te stadi te pare kane ndertim anhedral, me konture te dhembzuara nga korodimi I kalkopiritit te mevonshem, duke formuar struktura anhedrale e korozionale te mbetjes. Piritet e stadi te dyte kane ndertim subhedral e euhedral kubik, rralle tablete me po keto struktura dhe madhesi te kristaleve 0,1-1,5 mm, 3-4 here me te medha se piritet e stadi te pare.

Format kryesore te piritit jane 100 kub, qe takohet dendur, (111) oktaeder, qe takohet rralle me faqe te vizatuara.

Agregatet e piritit verehen te vecuara e me rralle ne trajte damaresh e grumbullimesh, te perhapura ne masen e shkembite e te xeheroreve.

Kloriti. Eshte mjaft I perhapur dhe I shoqeruar me kalkopiritin dhe kuarcin, me rralle me kalcitin, epidotin e lomontitin, takohet kryesisht ne pjeset periferike te trupave xeherore dhe ne trajten anhedrale, te kaptheryera nga kalkopiriti e kuarci. Kloritet jane formuar kryesisht, nga ndryshimet hidrotermale te shkembinjve gabrore dhe sherbejne si premise kerkimi per mineralizimet e bakrit. Nga analizat spektrale te kloriteve verehet prania e elementeve te dores se dyte te Mn, Cr, Ni, Ti, V, Cu, Zn e Co.

Analizat termodiferenciale te kloritit tregojne per nje reaksion te theksuar endotermik, ne temperaturen 620°C dhe reaksione endotermike me te dobeta, ne temperaturen 710°C dhe 720°C, te cilat lidhen me daljet e ujit strukturor dhe mbetes. Ne temperaturen 810°C verehet nje reaksion i theksuar ekzotermik, I cili lidhet me formimin e fazes se re, me struktura e olivines dhe formimin e molekules se shpindelit. Kloritet kane peshe specifike 2,85g/cm³, me tregues thyerje Nm= 1,607. Nga keto te dhena dhe nga literatura (Çina 1977) rezulton se kemi te bejme me klorite magneziale-hekurore te llojit proklorit-magneziale (repidolite), te formuara nga shnderrimi hidrotermal I gabrove.

Kuarci. Takohet dendur ne trajte foleshe, dejzash e damaresh dhe druzash me ngjyra te bardhe-qumeshti, qe mbush te çarat e gabrove. Nga analizat spektrale verehet prania e elementeve Mn, Cr, Ni, Cu, Fe, te cilet mund te ndodhen ne trajten e perzierjeve mekanike. Kristalet e kuarcit kane habitus prizmatik te zgjatur, rralle bipiramidale, me orientime te cregullta ne boshlleqet e te carat e shkembite, me rralle formojne druze dhe binjakezime.

Forma kristalore te tij jane: (1010) dhe (1011).

Epidoti. Takohet rralle ne trajte foleshe, dejzash e me rralle kristalesh prizmatike (110) (210), me ngjyre te verdhe, te verdhe ne jeshile. Shoqerohet ngushte me kuarcin e kalcitin, e me rralle me kloritin e lomontitin. Analizat e ndryshme tregojne per epidot te llojit klinocoizit.

Kalciti, takohet rralle, ne shoqerim me kuarcin e piritin, rralle me mineralet e tjere, ne trajte folesh, dejzash, damaresh e druzesh kristalore. Analizat spektrale gjysmesasiore tregojne per pranine e elementeve Mn, Cu. Kalciti ka ngjyre qumeshti, me peshe specifike 2,70 g/cm³ e tregues thyerje N=1,656.

Lomontiti, mineral I grupit te ceoliteve, takohet ne forme foleshe, damaresh dhe kristalesh prizmatike (110) (100) me gjatesi sipas L2 deri 1mm, ne boshlleqet e shkembite gabrore dhe ne damaret kuarc-sulfur. Ngjyra eshte e bardhe-qumeshti, me shpetezim perfekt ne dy drejtime, me shkelqim xhamor. Nga analizat spektrale fiksohen gjurme te Mn, Li. Lomontiti u diagnostikua me analizat X-difraktometrike, nga M. Koci, duke percaktuar treguesit optike: NL= 1.512~0,002, Nm=1.512, N2=1.520~0,002, Ng=1.523.

Lomontiti mund te jete formuar nga shnderrimi I plagioklazit dhe ne rruge hidrotermale, ne fazen perfundimtare te mineralizimit, ne presion e temperature te ulet, ç'ka deshmon per karakterin alkaline te tretesires.

7. Kushtet e formimit dhe lidhja gjenetike e mineralizimit kuarc-sulfur.

Mineralizimi kuarc-sulfur I vendburimit Kcire, I lokalizuar ne masivin e gabrove, eshte formuar nga mbushja e te carave tektonike, nga tretesirat hidrotermale xeherombajtese e pjeserisht nga zevendesimi metasomatik.

Mineralizimet kuarc-sulfure (Tershana A. 1982, Çina A. 1977, Pjetri 1981), I perkasin nje etape formimi, te perhapur kryesisht ne pjesen e mesme te profilit magmatik. Bashkesia minerale, e kesaj etape, eshte kushtezuar nga nje potencial mineralformues I fuqishem I lidhur me gabrot, duke formuar shoqerimet paragjenetike klorit-kuarc-kalkopirit, kuarc-kalkopirit, kuarc-epidot-kalkopirit, kuarc-kalcit-pirit, thjeshte kalkopirit dhe kuarc.

Mungesa e pranise se mineraleve te arsenopiritit, petlanditit, kubanitit dhe te tretesirave te ngurta, ne mes te kalkopiritit e sfaleritit, deshmon per temperature te mesame deri te ulet formimi. Mineralizimet e kesaj etape I mendojme te formuar ne dy stadi: ne stadin e pare jane formuar; kloriti, kuarci, kalkopiriti, me pak pirit, pirotina e sfaleriti, qe perbejne mineralizimet kryesore te vendburimit. Mineralizimet e stadi te dyte perfaqesohen nga kuarci (I stadi te dyte), epidoti, kalciti, lomontiti dhe piriti kristalor, te formuar ne kushte me oksiduese dhe ne temperatura me te uleta se mineralizimet e stadi te pare.

Tretesirat hidrotermale kane qene te pasura me S, Cu, Fe, me prani te vogla te Zn. Ato kane ndryshuar karakteristikat e tyre fiziko-kimike, gjate qarkullimit dhe depozitimit e lendes xeherore (Çina A. 1977, 1981), dhe kane ndikuar ne potencialin oksido-reduktues, gjate formimit te mineraleve. Nderkaq elementet Mg, Si, Ca, Al mund te jene te asimiluar nga hidroterma, gjate qarkullimit ne shkembinjte gabrore.

Ne mineralizimet kuarc-sulfure te ketij vendburimi verehet nje zonalitet I dobet ne planin horizontal dhe vertikal. Ne planin horizontal, ne zonen e mineralizuar veriore, me teper takohen mineralizimet e tipit klorit-kuarc-kalkopirit; ne zonen e mineralizuar qendrore zoteron tipi kuarc-kalkopirit; ndersa ne zonen e mineralizuar jugore takohet tipi I thjeshte kalkopirit.

Ne planin vertikal ne pjeset e siperme te vendburimit verehet tipi kuarc-kalcit-pirit, ne pjeset e mesme verehet tipi klorit-kuarc-kalkopirit dhe ne pjeset e poshtme tipi I thjeshte kalko-pirit. Ne formimin e zonalitetit kane ndikuar formimi I mineraleve kuarc-sulfure ne dy stadi, ndryshimi I perberjes se tretesires brenda stadi dhe ndryshimi I potencialit oksido-reduktues I tretesires hidrotermale.

8. Perfundime

1. Masivi gabror I Kçires ben pjese ne sektorin verior te brezit ofiolitik perendimor te Albanideve. Ndertohet nga poshte-siper, nga formime kumulative gabro-magneziale, gabroolivinike, gabronorite, gabro-leukogabro-gabrodiabaze. Pershkohet nga seria damarore e mikrogabrove dhe me rralle mesatare e mikrodioriteve.
2. Kontaktet e tij me shkembinjte rrethues jane tektonike. Ne te shfaqet qarte tektonika mbihypese, mbulesore. Ne pjeset e siperme te kontaktit tektonik me ultrabaziket zhvillohen serpentinitet e peridotitet e asbestezuara, diku dhe te pirotinizuara dhe nje brez amfibolitesh I mineralizuar.
3. Mineralizimi I vendburimit Kcire eshte I tipit kuarc-sulfur, I formuar si rezultat I mbushjes se te carave te shkembinjve gabrore, ne temperatura te mesme deri te uleta dhe ne kushte reduktues. Ai perqendrohet ne nivelet e ndryshme te prerjes se masivit. Trupat xeherore kane forme thjerrzore dhe vendosje kryesisht mospajtuese me struktura e masivit.
4. Tretesirat hidrotermale jane te lidhura me shtokun gabror te formuar ne nje etape mineralizimi e ne dy stadi mineralformimi. Ne stadin e pare jane formuar kloriti, kuarci, kalkopiriti me pak piriti, pirotina, sfaleriti, te cilet zoterohet ne vendburim. Stadi te dyte I perkasin mineralet e epidotit, kalcitit, lomontitit e piritit pak te perhapura.

9. Literatura

- Bartolotti V. and Gianelli 1976- *Le rocce gabbroiche dell'Appennino settentrionale*. Ofioliti vol. Nr.2
- Beccaluva L. Coltorti M. etj 1992- *Across section through western and eastern ophiolitic belt of Albania* (working group meeting of IGCP Project nr.256. Field trip A). Ne Albanian ophiolites; state of the art and perspectives. UNESCO. Tirana-Albania.
- Çina A. 1977- *Shoqerimet minerale parogjenetike te xeheroreve hidrotermale damarore, zona "Mirdita"*. Disertacion. Tirane.
- Çina A. 1977- *Kloritet e mineralizimeve damarore hidrotermale te karbitit ne zonen tektonike te Mirdites*. Permb. Stud. Nr.3
- Çina A. 1981- *The influence of rock hydrothermal neinous deposits of copper ore of the ophiolite belt of Albanides on the mineralogical properties of the deposits* (In; UNESCO, Intern. Symp. on metallogeny of mafic and ultramafic complex, Athens).
- Çina A. 1989- *Sulfide and arsenide mineralizations in ophiolite ultramafic and mafic rocks of Albanides*. (In; 1987 Trodoos Symposium Volume)
- Grup autoresh 1989- *Disa tipare kryesore te metalogjenise se Shqiperise*. Buletini I Shkencave Gjeologjike, nr.4 Tirane.
- Gjoni S. Teršana A. 1981- *Mbi rezultatet e punimeve te kerkim-rilevimit !:10000 te rajonit Kcira-Puke*. Fondi I Gjeologjise, Puke.
- Gjoni S.; Teršana A.; Kamberaj R. 1981- *Raporti mbi zbulimin e vendburimit te bakrit sulfur Kcira (Puke), me llogaritje rezervash me gjendje 1.4.1981*. FAGS.
- Pjetri N. 1981- *Studimi mineralogjik I vendburimit Kcira-Puke*. Fondi Qendror I Gjeologjise.
- Shallo M, Çina A etj 1971- *Vleresimi I perspektives per xeheroret kuarc-sulfure ne masivin gabror te Kaptines e te Bulsharit*.
- Shallo M, Çina A. 1975- *Mineralizimi damaror kuarc-sulfuror I bakrit ne masivin gabror te Kaptines*. Permb.stud. nr.3
- Shallo M. Beccaluva L. Premti I. Vranaj A. Mamka K. 1996- *Petrologic and metallogenic characteristics of Albanian ophiolites*. Ne "Georisore delle ofioliti albanen innovazione tecnologica" *Connegno Italo-Albanese*. April 1996. Tirana-Albania.
- Shima G, Jata I, Gjoni S. 1985- *Studimi gjeologjiko-gjeofizik I rajonit te Kcires, ne shkallen 1:10000*. Fondi Nder. Gjeofizike, Tirane.
- Teršana A. 1982 - *Petrologjia e metalogjenia e kompleksit gabro-peridotit e rajonit Kashnjet- Qelez*. Disertacion. Tirane.
- Teršana A. 1986- *Gabrot apatitmbajtese te Kashnjetit*. Buletin Sh.Gjeologjike, nr.4
- Teršana A. 1992- *Petrology of the cumulate sequence from the western Albanide Ophiolites*. Ne "Albanien Ophiolites; state of the art and perspectives" IGCP-UNESCO, Tirana, october 1992.
- Zaçaj M.; Çina A.; Shallo M; Pulaj H.; Hyseni R. 1989- *Mineralizimet hidrotermale damarore kuarc-sulfure te bakrit te sekuences gabro-plagiogranitike, te kompleksit ofiolitik te Albanideve*. Buletini I Shkencave Gjeologjike. Nr.4, Tirane.

10. Abstract

The rock sequence of Kcira gabbroic massif from its bottom to the top consists of cumulative magnesian gabbros, gabbro-olivines, gabbro-norites and leucocratic gabbros. Dykes of microgabbros and less microdiorites occur within them. The contacts between these later and the gabbroic rocks are tectonic.

The quartz-sulphide mineralization related to gabbros belongs to low and middle temperatures. Among the two mineralizations levels formed at the same time, the one of quartz-chlorite-chalcopyrite type predominates.

TEKTONIKA E VENDBURIMIT TE KROMIT KATJEL NE KUADRIN E ZHVILLIMIT TEKTONIK TE RAJONIT

PIRRO LLAKMANI
SALI HIDA

Jepen karakteristikat themelore te tektonikes se pasmineralizimit. Evidentohet per here te pare tektonika shumefazeshe ne vendburim. Duke u mbeshtetur ne marredheniet nderprerese te tektonikave dhe ne fazat e tektogjenezes, te regjistruara ne masivin ultrabazik te Shebenik-Pogradecit, jepet zhvillimi tektonik i vendburimit te kromit Katjel dhe i rajonit.

1. Hyrje

Vendburimi i kromit Katjel karakterizohet nga zhvillimi intensiv i tektonikes se pasmineralizimit, ne renie dhe ne shtrirje te trupit xeheror te rrudhosur. Per efekt te saj ndahet deri ne mikroblloqe. Nepermjet punimeve te kryera saktesuam ndertimin gjeologjiko-tektonik te vendburimit dhe veprimtarine e tektonikes se pasmineralizimit (stili, amplituda, zhvendosja relative e blloqeve, marredheniet e trupit xeheror me tektonikat, te tektonikave midis tyre, tektonika shumefazeshe etj).

Studimet e kryera per masivin ultrabazik te Shebenik-Pogradecit (Çili P etj 1983-1985; Dhima K etj 1986, Tektonika e Albanideve 1984; Blaceri F 1986, Janko I 1965, 1970; Molla I 1985), na lejuan qe te ndertojme zhvillimin tektonik te vendburimit te kromit katjel, ne lidhje me zhvillimin e pergjithshem te masivit.

2. Ndertimi gjeologjiko-tektonik i rajonit dhe i vendburimit

Prerja e pergjithesuar e masivit ultrabazik nga poshte-lart eshte:

1. tektonike (ku ben pjese edhe vendburimi I kromit Katjel)
2. kumulate (Dhima K. etj 1986).

Ky masiv perfaqeson nje antiklinal asimetric te komplikuar me nje sere strukturash te tjera, te rendeve me te uleta. Elementet e planparalelizmit paresor kane shtrirje te pergjithshme veri-perendim jug-lindje dhe renie verilindore me kende 600-800 . Ne disa vende vihet re nje renic jugperendimore e ketyre elementeve dhe ruajtja e shtrirjes.

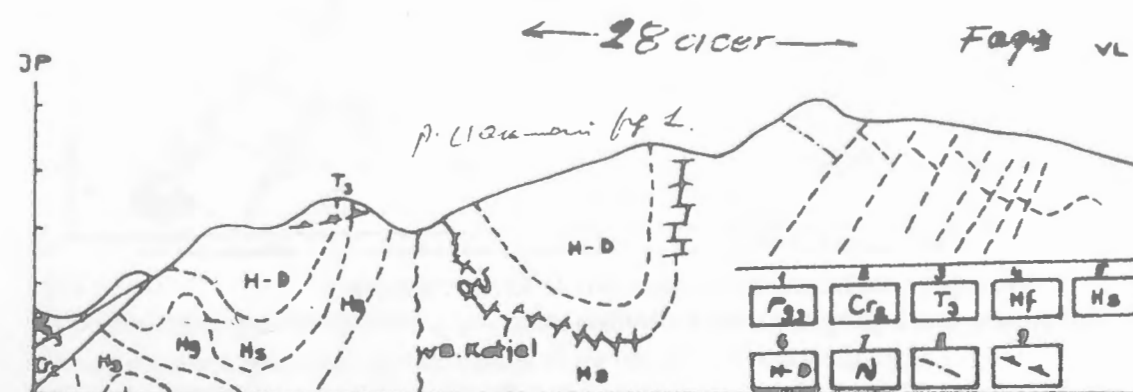


Fig 1. Profili terthor I masivit (sipas P.Cili etj me disa plotesime per vendburimin nga autoret) Schematic geological map of the chromium deposit of Katjel.

1. Konglomerate, ranore, argjila, 2. Gelqerore (Cr₂), 3. Gelqerore (I₃), 4. Harzburgite te fresket, 5. Harzburgite te serpentizuara, 6. harzburgite-dunite, 7. V.b. Katjel, 8. Horizonti I pritshem I Katjelit, 9. Rrafshi I mbihijes

P. Llakmani Dega Rajonale Pogradec
S. Hida Dega Rajonale Librazhd

Vendburimi I kromit Katjel ndodhet ne shkembinjte harzburitike me thjerza te holla e te rralla duniti, te cilet ndertojne zonen tektonike (Cili P etj. 1985; Dhima K etj 1986) dhe kane perhapje te gjere ne vendburim. (fig. 2a).

Ne pjesen juglindore vihet re nje shtim I thjerzave dunitike dhe I permaseve te tyre, gje qe shenon edhe kalimin per ne zonen e harzburgit-dunitave. Vendburimi perfaqeson nje strukture te rrudhosur, e cila perbehet nga nje antiklinale, qe lidhin tre krahet e vendburimit. Antiklinale, sinklinale dhe tre krahet e vendburimit kane zhytje juglindore me kende rreth 250(Qirjazati Th. Etj 1988) (fig. 2b).

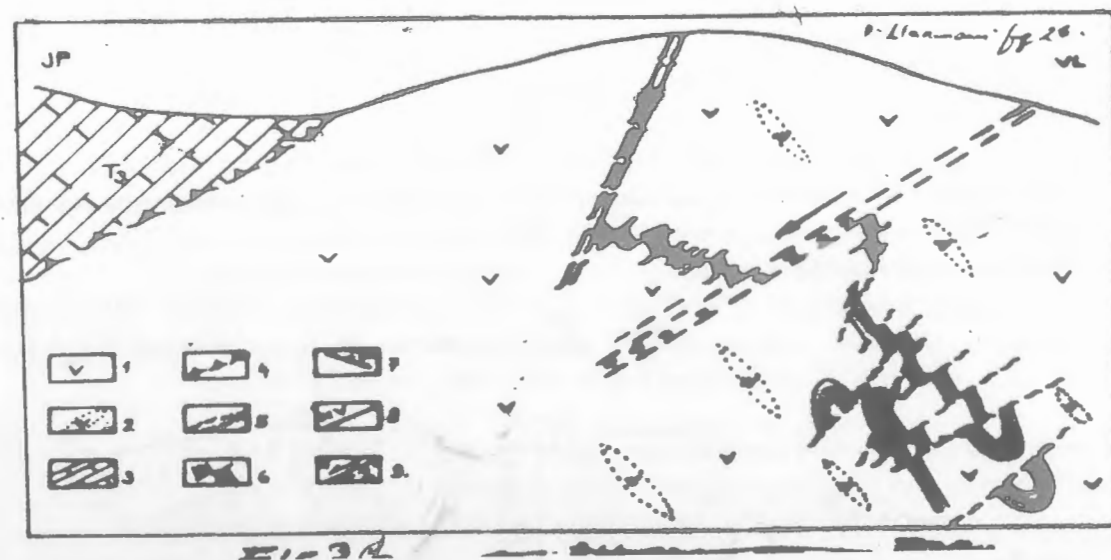


Fig 2a. Harta gjeologjike skematike e vendburimit te kromit Katjel.

Fig.2b Prerje gjeologjike e pergjithesuar e vendburimit.

1. Peridotite; 2. Dunitave; 3. Gelqerore te triasikut te siperm;
4. Rrafshi I mbihipjes; 5. Prishje tektonike;
6. Trupi xeheror I kromit; 7. Elemente paresore strukture;
8. Profile zbulimi; 9. Drejtimi I spostimit ne Pg22 - Pgr3 ; b- drejtimi I spostimit pas miocenit te siperm.

Generalized geological section of the deposit.

1. Peridotite; 2. Dunite; 3. Limestone of Middle Trias;
4. Thrust plane; 5. Fault; 6. Chromium ore body;
7. Primary structural elements; 8. Prospecting profiles.

Studimet siperfaqesore ne vendburim (Hamzallari A etj 1984) kane treguar se, ne pjesen veriperendimore te tij elementet paresore strukture, kane azimut shtrirje 290⁰ dhe renie verilindore me kend 70⁰-80⁰, kurse ne pjesen juglindore azimuti I shtrirjes eshte 320⁰-330⁰ dhe renia verilindore me kend 70⁰-80⁰.

Edhe punimet e zbulim-shfrytezimit e kane vertetuar kete gje. Kjo luhate ne azimutin e shtrirjes se struktures, mendojme se lidhet me vete kushtet e formimit te struktures se rrudhosur te vendburimit dhe jo per arsye te tektonikes shkeputese.

Kete e mbeshtesim ne faktin qe, ne pjesen ku ka zhvilluar punime miniera, elementet e shtruarjes se trupit xeheror ruhen (me perjashtime te vogla) pavaresisht nga veprimtaria intensive e tektonikes shkeputese te pasmineralizimit.

Kthesa e zhytjes juglindore te vendburimit te Katjelit, me ne jug (vendburimi i Pojskes, Plaku S etj 1989), deshmon per formimin e rrudhave me planin boshtor te struktures.

Veprimtaria rrudhosese duhet te jete shprehur edhe ne rrudhosjen sipas shtrirjes se struktures.

Ky eshte shkaku dhe I anomalise se elementeve paresore strukture, qe vihet re ne pjesen veriperendimore te vendburimit.

3. Tektonika e pasmineralizimit ne vendburim

Vecohen kater sisteme te tektonikes se pasmineralizimit:

1. Tektonika gjatesore me renie verilindore
2. Tektonika terthore me renie veriperendimore dhe juglindore
3. Tektonika gjatesore me renie perendimore, jugperendimore
4. Tektonika diagonale

Ne diagramen rrethore (fig.3) dallohen qarte dy sisteme kryesore te tektonikave ne vendburim, qe jane:

1. Sistemi I tektonikave gjatesore me renie perendimore (jugperendimore, veriperendimore)
2. Sistemi I tektonikave terthore me renie juglindore.

Tektonikat e pasmineralizimit ne vendburim, jane kryesisht te tipit rreshqitje-shtytje dhe lartreshqitje-shtytje.

Meqenese trupi xeheror ka ndryshime te theksuara te trashesise dhe te permbajtjes se Cr2O3, ne shtrirje e ne renie, veprimtaria e tektonikave te mesiperme ka bere qe ne te dy anet e rrafshit tektonik, ne nje plan vertikal apo horizontal, te vendosen blloqe me trashesi dhe permbajtje te ndryshem (fig.4,5).

Veprimi i tektonikave te tipit larterreshqitje-shtytje ben qe, ne disa plane vertikale apo horizontale, te na perseriten disa here kulmet e rrudhave (fig.2b). Tektonikat e tipit rreshqitje-shtytje, ne projeksionin vertikal, krijojne zona boshe, kurse ato te tipit lartreshqitje-shtytje e dublojne trupin xeheror. Amplituda e zhvendosjes se tektonikave eshte nga disa cm. deri ne 50 m. Trashesia e zonave tektonike arrin nga disa cm. deri ne 10 m. Tektonikat gjatesore me renie verilindore jane te tipit rreshqitje-shtytje; keto kane spostuar bllokun e varur ne veriperendim dhe e kane ngritur lart. Tektonikat terthore me renie veriperendimore, jane te tipit rreshqitje-shtytje dhe larterreshqitje-shtytje. Ato te tipit rreshqitje-shtytje, bllokun e varur e spostoje nga verilindja dhe e ngrene lart, kurse ato te tipit larterreshqitje-shtytje bllokun e varur e spostoje ne jugperendim dhe e ulin poshte.

Tektonikat terthore me renie juglindore, jane te tipit rreshqitje-shtytje. Bllokun e varur e spostoje ne jugperendim dhe e ngrene lart.

Tektonikat gjatesore me renie perendimore (jugperendimore) jane te tipit rreshqitje-shtytje dhe lartreshqitje-shtytje.

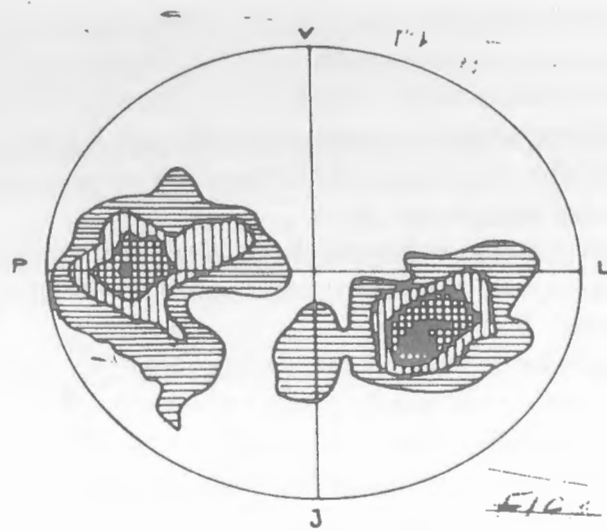


Fig. 3 Diagrama rrethore e prishjeve tektonike

1. 1-3% te prishjeve tektonike, 2. 3-5% te prishjeve tektonike, 3. 5-7% te prishjeve tektonike, 4. mbi 7% te prishjeve tektonike.

Circular diagram of faults.

1. 1-3% of faults, 2. 3-5% of faults, 3. 5-7% of faults, 4. over 7%.

Ato te tipit te pare bllokun e varur e spostoje ne veriperendim (veri) dhe e ngrene lart, kurse ato te tipit te dyte bllokun e varur e spostoje ne jugperendim (jug) dhe e ulin poshte (fig 2.b).

Theksojme se tektonikat me renie perendimore (veriperendimore, jugperendimore) ne vendburim kane vepruar ne disa faza. Kjo argumentohet nepermjet fakteve te kapura ne punimet e minieres (fig. 4.5)

Ne keto figura duket qe copat e kromit ne zone tektonike, vazhdojne jashte intervalit te kufizuar nga blloku i shtruar dhe ai i varur. Prania e ketyre copave, jashte ketij intervali, shpjegohet vetem me rigjenerimin e tektonikave. Punimet minerare te kryera perjashtojne mundesine e ekzistences se ndonje trupi tjetër, I cili do te justifikonte pranine e ketyre copave.

5. Zhvillimi tektonik i vendburimit dhe i rajonit.

Proceset gjeologo-tektonike, qe u zhvilluan ne shkrijen e pjesshme ultrabazike gjate jurasikut te mesem te siperm, bene te mundur qe te realizohet diferencimi i mases xeherore nga ajo silikate.

Tektonika e vendburimit te kromit Katjel

Faza e tektogjenezes jurasike-kretake (e fundit te jurasikut) e gjeti, si masen silikate dhe ate xeherore, ne gjendje gjysme te shkire dhe nga veprimi I saj ndodhi rrudhosja e shkembinjve ultrabazike (tektonika e albanideve 1984) dhe e trupave te kromitit te lokalizuar ne ta.

Formimi i rrudhosjes ne vendburim ndodhi si rrjedhoje e veprimit te forcave shtypese, me drejtim verilindje dhe jugperendim, perpendikular me pozicionin e sotem te kraheve te vendburimit. Keto forca shtypese u bene shkak qe ne drejtim te shkembinjve rrethues, linden tektonikat gjatesore me renie verilindore. Keto tektonika qe linden nga rrudhosja, jane me te hershme (Çili P etj. 1985) pasi nderpritin nga te gjithë sistemet e tjere qe hasen ne vendburim.

Me vone, si rrjedhoje e tektogjenezes se mastrihtian-paleocenit, linden sforcime ne terheqje, te cilet cuan ne formimin e tektonikave me renie veriperendimore me kend te forte. Keto tektonika e copetuan trupin xeheror dhe pjeset e sipërme te tij i ngriten lart dhe i spostuan ne verilindje. Pak me vone, orientimi I sforcimeve ndryshoi per me ne perendim dhe per pasoje, linden tektonikat me renien perendimore (jugperendim) me kend te forte, te cilat pjeset e sipërme te trupit i ngriten ne veri (veriperendim).

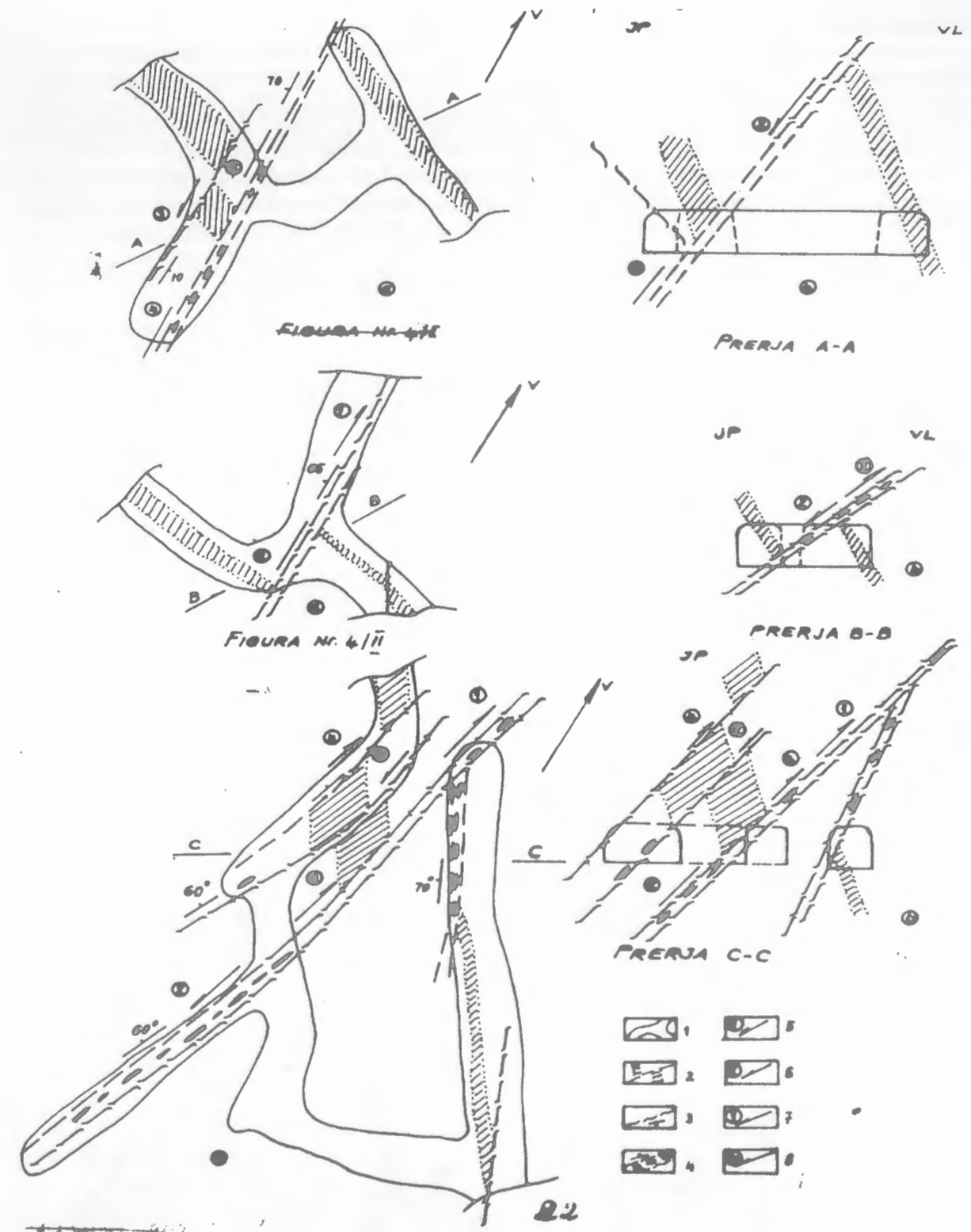


Fig. 4, I,II,III. Tektonikat shumefazeshe; a-plan, b-prerje.

1. Punime minerare; 2- trupi xeheror I kromit; 3- prishje tektonike; 4- prishje tektonike me copa kromiti; 5- drejtimi I zhvendosjes ne maastrihtian-paleocen; 6- drejtimi I zhvendosjes ne eocen te mesem - oligocen (rupelian); 7- drejtimi I zhvendosjes ne miocen te siperm; 8- drejtimi I zhvendosjes pas miocenit te siperm.

I,II,III Polyphase tectonics; a- plane, b- section.

1. Mining works; 2. Chromium ore body; 3. Fault. 4. Fault with chromite clasts.

(veriperendim).

Tektonikat e formuara ne kete kohe (maestrihtjan-paleocen) jane te tipit rreshqitje-shtytje. Pjeset e sipërme te trupit I ngriten ne veri (verilindje, veriperendim). Amplituda e ketij spostimi ishte afersisht e njejte. Po keshu edhe karakteristikat e zonave tektonike jane te njejta (zona te millonitizuara me brekcie serpentinitesh dhe kromiti). Keto fakte, qe I takojme ne punimet e minieres, deshmojne per te njejtin shkak qe solli lindjen e ketyre tektonikave. Keto tektonika nderprene ato me renie verilindore.

Faza e fuqishme e tektogjenezes eocenike, qe levizi gelqeroret e triasikut te siperm nga lindja ne perendim, mbi shekmbinjte ultrabazike, krijoi ne ta tektonika te fuqishme te tipit lartreshqitje-shtytje, te cilat blloqet e varur I spostuan pergjithesisht ne perendim dhe I ulen poshte. Keto tektonika kishin kend renie te bute dhe amplitude nga disa cm deri ne 50 m. Karakteristike per keto tektonika eshte qe pergjithesisht ose ne disa pjese te vendburimit, e ndajne trupin xeheror ne mikroblloqe ne forme shkalllesh, duke te krijuar idene per zbutje te renies se trupit xeheror. (fig 5a).

Mirepo ne maestrihtjen-paleocen ishin krijuar tektonikat me renie perendimore (veriperendimore-jugperendimore) me kend renie te forte. Zonat tektonike te millonitizuara dhe te argjilizuara te ketyre tektonikave, do te sherbenin si lubrikante dhe si rruget me te mundshme te levizjes se blloqeve, nen veprimin e sforcimeve te krijuar, gjate eocenit te mesem-oligocenit (rupelian).

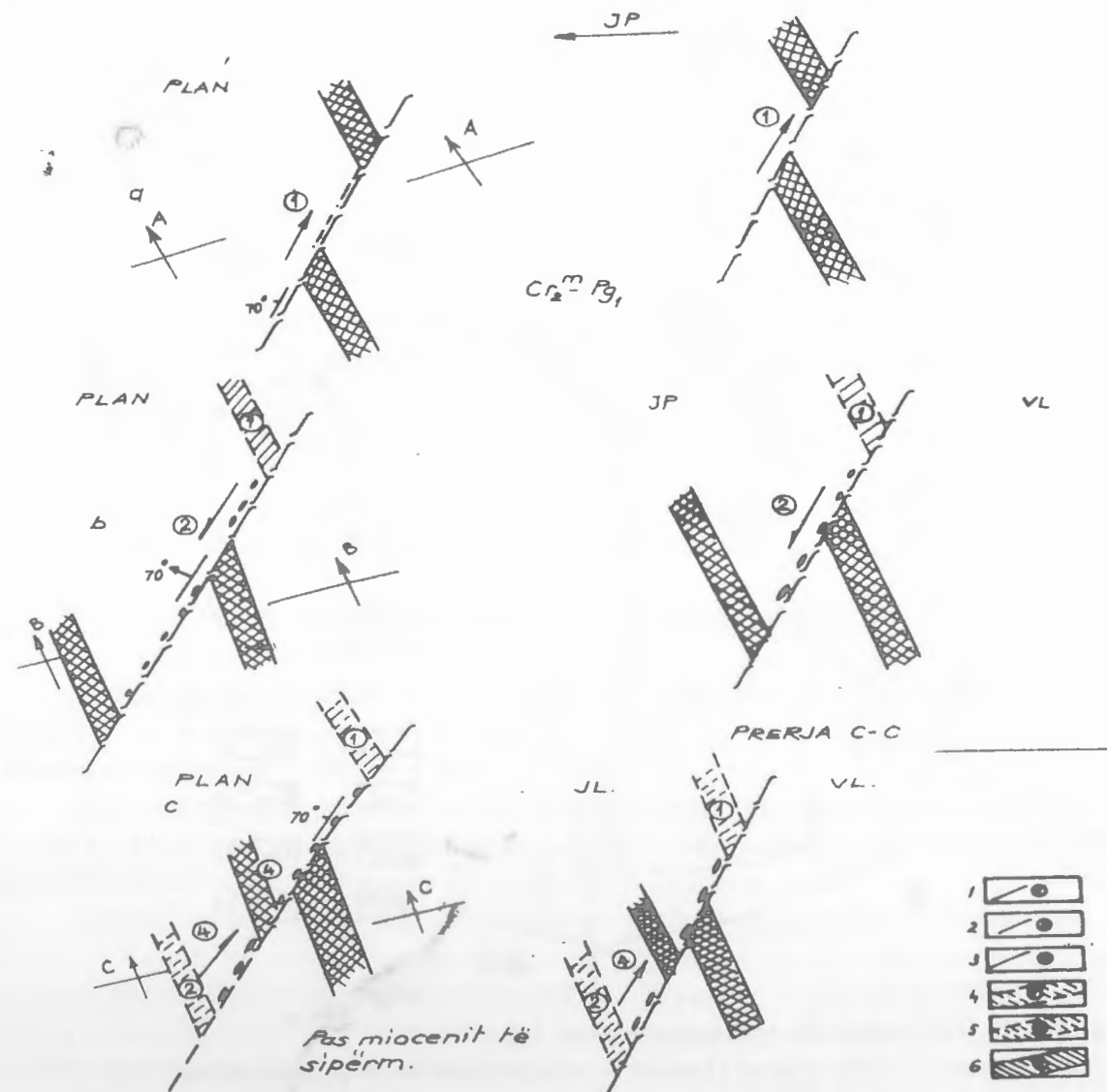


Fig 5a. Skema e levizjes se bllokut te varur 1. ne $Cr_2^m-Pg_1$, Pg_2 , Pg_3^r dhe pas miocenit te siperm.

Fig 5b. Levizja e bllokut te varur gjate $Cr_2^m-Pg_1$, 2. gjate Pg_2-Pg_3 , 3. pas miocenit te siperm.

Fig 5c. Pozicioni I bllokut te varur: 4. gjate $Cr_2^m-Pg_1$; 5. gjate Pg_2-Pg_3 ; 6. pas miocenit te siperm.

Sketch of movement of block during $Cr_2^m-Pg_1$; Pg_2, Pg_3^r and after upper Miocene.

Meqenese drejtimi i sforcimeve qe u krijuan nga faza e tektogjenezes ne $Pg_2-Pg_3^r$, gati perputhej me drejtimin e sforcimeve te krijuar ne maestrihtjan-paleocen, si dhe duke patur parasysh ato qe thame me sipër, sforcimet e reja e paten me te lehte te leviznin blloqet, sipas zonave tektonike ekzistuese, se sa te krijonin plane te reja rreshqitese. Ndodhi keshu rigjenerimi i tektonikave me renie perendimore (veriperendimore-jugperendimore), por tani me efekt te kundert me ate te meparshem: jo rreshqitje-shtytje por lartreshqitje-shtytje, qe solli per pasoje levizjen e blloqeve te varur poshte dhe ne jugperendim. Kete e mbeshetim ne faktin se megjithese copat e kromitit ne zonen tektonike i kemi ne verilindje, blloqet e varur ndodhen te spostuar ne jugperendim. Drejtimi I levizjes se pllakes karbonatike lindore te triasikut te siperm, ne zonen e vendburimit, ka qene pergjithesisht perendimor me azimut 2400-2800, gje qe perputhet me drejtimin e levizjes se blloqeve ne vendburim. Tektonikat me renie te forte, nderpresin ato me renie te bute. Nga ana tjeter keto tektonika (me renie te forte dhe renie te bute) kane nderprere tektonikat e meparshme.

Ne miocen te siperm, si rrjedhoje e tektogjenezes se kesaj kohe, u krijuan sforcime ne terheqje, te cilat u bene shkak per lindjen e tektonikave me renie juglindore, me kend mesatar dhe amplitude zhvendosjeje te vogel (deri ne 15 cm). Keto tektonika bllokun e varur e ngriten ne jugperendim. Ato e komplikuan me shume vendburimin duke nderprere sistemet me te vjetra.

Ne punimet minerare vihet re qe tektonikat me renie juglindore nderpresin ato me renie perendimore (veriperendimore-jugperendimore) dhe anasjelltas, tektonikat me renie perendimore (veriperendimore-jugperendimore) nderpresin ato me renie juglindore.

Tektonikat ne renie juglindore jane formuar ne nje kohe dhe nga i njejti faktor pasi:

- kane elemente shtuarje qe levizin ne diapazon te ngushte (fig 3).
- jane te gjitha te tipit rreshqitje-shtytje.
- amplituda e spostimit eshte pothuajse e njejte
- karakteristikat e zonave tektonike jane te njejta
- nuk vihet re rigjenerimi I tyre.

Nga sa thame me lart del se copat e kromitit, jashte zones tektonike te kufizuar nga dy blloqet (fig. 4), mund te shpjegohen vetem me levizjen e bllokut te varur ne jugperendim dhe uljen poshte te tij ne eocen te mesem-oligocen (rupeljan), si dhe levizjen e bllokut te varur ne verilindje dhe ngritjen lart te tij, pas formimit te prishjeve tektonike me renie juglindore.

Pas miocenit te siperm kemi krijimin e sforcimeve ne terheqje, te cilet cuan ne krijimin e tektonikave me renie perendimore (veri-perendimore-jugperendimore), tani me prirje te kundert te levizjes se blloqeve, ne krahasim me ate te krijuar ne eocen te mesem-oligocen (rupeljan) (fig. 5 c). Ne vendburim gjendet nje numer I madh I tektonikave me renie perendimore (veriperendimore-jugperendimore), te tipit rreshqitje-shtytje te parigjeneruara. Mendime per rigjenerim te tektonikave jepen edhe per pjese te tjera te masivit (Blaceri F. 1986).

Ne figuren 4, copat e kromitit ne zone tektonike I hasim ne verilindje dhe ne jugperendim, jashte intervalit te kufizuar nga blloku I shtruar dhe I varur. Ne kete figure jane regjistruar te tre levizjet qe kane kapur tektonikat me renie perendimore (veriperendimore-jugperendimore).

Copat e kromitit ne zonen tektonike, jashte intervalit te kufizuar nga te dy blloqet mund te shpjegohen vetem me levizjen e bllokut te varur ne verilindje (rreshqitje-shtytje) ne maestrihtjan-paleocen (fig 4, 5 a). Pastaj ne eocen te mesem-oligocen (rupeljan) kemi levizjen e bllokut te varur ne jugperendim (lartreshqitje-shtytje) (fig. 5 b) dhe pas miocenit te siperm kemi levizjen e bllokut te varur ne verilindje (rreshqitje-shtytje) (fig. 5 c). Amplituda e tektonikave te tipit lartreshqitje-shtytje. Ne fig. 4 del se amplituda e spostimit jugperendimor eshte me e madhe se shumica e dy amplitudave te spostimit verilindor. Kjo lidhet me madhesine e sforcimit qe shkaktoi keto tektonika.

Pra mund te themi se ne eocen te mesem-oligocen (rupeljan) sforcimet ne shtypje te shkaktuar nga kjo faze e tektogjenezes ishin shume te medha. Edhe sforcimet po ne shtypje qe krijuan rrudhosjen ne fund te jurasikut kishin vlere mjaft te larta.

Gjate zhvillimit tektonik te vendburimit sforcimet ne shtypje kane luajtur rol kryesor, sepse krijuan strukturen e rrudhosur te vendburimit dhe e copetuan kete strukture, duke krijuar stilin me te rendesishem tektonik te vendburimit. Sforcimet ne shtypje ne raport me ata ne terheqje ishin mjaft te medha.

Duke u mbeshtetur ne amplitudat e sforcimeve dhe ne karakteristikat e zonave tektonike, kemi ndertuar grafikun e sforcimeve qe kane vepruar ne vendburim ne kohe te ndryshme gjeologjike, pas jurasikut te siperm (fig.6)

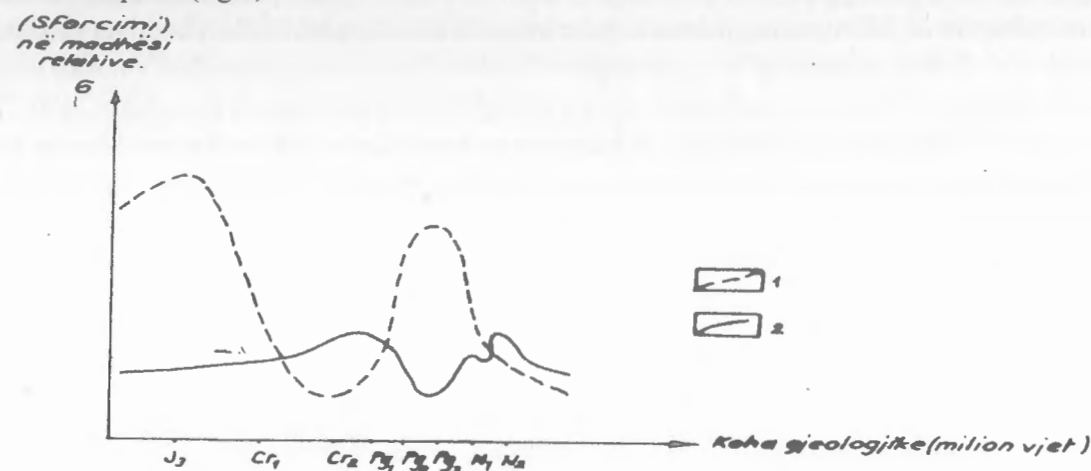


Fig 6. Grafiku I sforcimeve ne kohe te ndryshme gjeologjike pas jurasikut te siperm. Graphic of tectonics in different geological times after the upper jurassic.

1. Sforcime ne shtypje; 2. Sforcime ne terheqje
1. Tectonics in compression; 2. Tectonics in extension.

Ne kete grafik dallohen dy maksimume te sforcimeve ne shtypje qe jane me vlere te madhe dhe tre maksimume te sforcimeve ne terheqje, qe kane vlere me te vogel. Duhet theksuar se pervec pese maksimumeve qe perbejne kulmet e zhvillimit tektonik te vendburimit, ne te kane vepruar edhe sforcime ne shtypje dhe ne terheqje, me vlere me te vogel. Kjo regjistrohet ne vendburim me prishjet tektonike diagonale, te cilat jane te tipit rreshqitje-shtytje dhe lartreshqitje-shtytje ne numer te vogel dhe me amplitude spostimi te vogel.

6. Perfundime

1. Ne vendburimin e kromit Katjel eshte shume e zhvilluar tektonika rrudhosese dhe shkeputese e pasmineralizimit.

2. Drejtimi i njejte i sforcimeve, me kahe te kundert, ne kohe te ndryshme, ka bererigjenerimin e tektonikave me renie perendimore (veriperendimore-jugperendimore).

3. Ne vendburim jane evidentuar sforcime ne shtypje dhe ne terheqje, qe kane vepruar ne kohe te ndryshme dhe me madhesi te ndryshme. Per sforcime ne shtypje jane regjistruar dy maksimume: a) ne fund te jurasikut te siperm, qe solli formimin e strukture se rrudhosur te vendburimit; b) pas eocenit te mesem-paraoligocenit (rupelian), qe shkaktoi rigjenerimin e tektonikave me renie perendimore (jugperendimore-veriperendimore), te krijuara ne mastrihtjan-paleocen. Per sforcimet ne terheqje jane evidentuar tre maksimume: a) ne mastrihtjan -paleocen, qe solli formimin e tektonikave te tipit rreshqitje-shtytje me renie perendimore (jugperendimore-dhe veriperendimore), b) ne miocen te siperm qe krijuan tektonikat me renie juglindore; c) pas miocenit te siperm, qe solli rigjenerimin e tektonikave me renie perendimore (veriperendimore-jugperendimore) dhe krijoi tektonika te reja te tipit rreshqitje-shtytje, me renie perendimore (veriperendimore-jugperendimore).

4. Hierarkia e rrudhave me permbyse perendimore, ne pergjithesi dhe formimi i rrudhave, te pakten per pjesen jugore te masivit ne planin boshtor dhe ne shtrirje te strukture, kerkon qe edhe evidentimi i horizontit kromitik ne kete strukture te behet ne perputhje te plote me keto vecori te saj.

5. Ne punime minerare, per tektonikat me renie perendimore (veriperendimore-jugperendimore) te rigjeneruara, kur ndjekim bllokun e shtruar, bllokun e varur, pavaresisht nga copat e kromitit ne rrafshin tektonik, do ta kerkojme ne drejtimin jugperendimor.

6. Ne pjeset e poshtme te vendburimit, meqenese tektonika me renie te forte zhvillohet fuqishem e tipit lartreshqitje-shtytje, orientimi i punimeve te shpimit duhet te behet i tille: per spostim te bllokut ne verilindje dhe duhet te presim dy kapje te trupit xeheror.

7. Literatura

- Blaceri F 1986 - Mendime per zhvillimin gjeologjik e tektonik te rajonit Hotolisht-Shebenik dhe vecorite e tektonikes se pjeses boshtore te antiklinorjunit te masivit ultrabazik te Shebenikut Bul.Shk.Gjeol.Nr.3.
- Çili P, Brace A, Dhima K etj. 1985. Studime komplekse gjeologo-rilevues per prognozen krombajtese te masivit ultrabazik te Shebenik-Pogradecit, Tirane.
- Çili P. 1960. Raport mbi punimet gjeologo-zbuluese dhe kerkuese ne vendburimin e kromit Katjel, Shesh-Bush dhe shfaqjet kromifere te Shurakut, Muriqit dhe te kodres se lemuar. Tirane.
- Dhima K, Gjata K, Çili P. etj 1986. Gjendja dhe perspektiva e kromit ne masivin e Shebenik-Pogradecit. Drejtimet kryesore per intensifikimin e punimeve. Referat.
- Hamzallari A, Hida S. 1984. Raport mbi rezultatet e punimeve te kerkim-zbulimit ne vendburimin e kromit Katjel.
- Janko I, 1970. Raport perfundimtar mbi punimet e zbulimit te viteve 1966-1969, per vendburimin e Fe-Ni Katjel. Pogradec 1970.
- Janko I 1969. Raport perfundimtar mbi punimet e zbulimit te viteve 1960-1962, per vendburimin Rradokal. Pogradec. 1965.
- Melo V; Çili P, Gjenerali Dh. 1981. Tektonika dhe rilevimet. Tirane.
- Molla I, 1985. Te dhena te reja per gjeologjine dhe vecorite e ndodhjes se prodhimeve tekores se tjetersimit ne rajonin Skroske-Katjel. B.Sh.Gj. Nr.1
- Plaku S, Hoxha S, 1989. Relacion mbi rezultatet e punimeve te kerkim-zbulimit te vendburimit te kromit "I Qershori" (Pojske)
- Qirjazati Th, Hida S. 1988. Ndertimi strukturor i pjeses se siperme te vendburimit te kromit Katjel. B.ShK. Gjeol. Nr.1
- Tektonika e Albanideve (tekst sqarues i Hartes Tektonike te RPSSH) ne shkallen 1: 200-000). Grup autoresh. Tirane 1984.

8. Abstract

Features of the tectonics of Katjeli chromium deposit.
The chromium of Katjeli is located in the south-western part of ultrabazic massif of Shebenik-Pogradec. It is situated in the lower part of the mantle section in the tectonites.
The folded and disjunctive tectonics of postmineralization is very much developed in it.
The folding, at least for the southern part of the ultrabasic massif of Shebenik-Pogradec, is fixed not only with the formation of the minor anticline and syncline structures, in rapport to the

anticlinal pattern of massif, but also in the longitudinal plane and in the extension direction.

There are two main systems of the postmineralization tectonics (fig.3:

1. Western dipping system (northwestern-southwestern).
2. Southeastern dipping system.

In the tectonics of the first system it is observed their regeneration (fig.4,5,6).

The phase of tectogenesis, which are registered in the ultrabasic massif of Shebenik-Pogradec, are reflected in the ore deposit also:

1. Tectogenesis phase of Upper Jurassic-Lower Cretaceous (of the last Upper Jurassic), which led to the ore deposit folding. As consequence of the folding of that time is also the formation of the longitudinal tectonics with northeastern dipping. They are of slide-stress character.

2. Tectogenesis phase of Maestrichtian-Paleocen which form the tectonics with western dipping (northwestern-southwestern) of slide-stress character.

3. Tectogenesis phase of Middle Eocene-Oligocene (rupelian) which brought the overthrust of Upper Triassic limestones over ultrabasic rocks. This overthrust was the cause of new tectonics formation with western dipping (northwestern-southwestern) of upslidestress type and the regeneration of the oldest tectonics with the some extension elements (fig.4).

4. Upper Miocene phase, which brought the tectonics formation with southeastern dipping of slide-stress type.

5. After the Lower Miocene there's another phase, which appeared with the tectonics formation with western dipping (northwestern-southwestern) of slide-stress type and the regeneration of these tectonics (with western-southwestern dipping) (fig.5,6)

The size of the compression forces of Middle Eocene-Oligocene (rupelian) has been bigger than size of the forces created in Maestrichtian-Paleocene (fig.4) as well as after the Middle Miocene (fig.5)

In general are registered 5 maximums of tectonics in the ore deposit (fig.7):

Two in compression which are the strongest and three in extension, which are less stronger than the two first.

In conclusion the first point to be made is that the suspended ore blocks must be search downward in southwestern direction. The second point to note concerns that in the lower part of the ore deposit the ore blocks must ve search in northeastern direction and is expected that the chromite body will be appeared twice.

It is recommended that the prospection of the chromite ore body must be done in the full conformity with these features of tectonics.

ANALIZE FORMACIONALE PER MINERALIZIMIN XEHERORE SULFUR NE RAJONIN E GASHIT

Jakup Hoxha

1. Hyrje

Behet per here te pare nje analize formacionale per mineralizimin sulfur te Rajonit te Gashit mbi bazen e lidhjeve paragjenetike, gjenetike dhe hapsinore. Njeheresh jepen te dhena morfologjike, mineralogjike e kimike per mineralizimin sipas formacioneve e subformacioneve perkatese. Percaktimet mineralogjike jane bere nga Prof. as. Dr. Marie Koçi.

2. Formacionet shkembore

Tashme jane percaktuar formacionet dhe kolona pergjithsuese per gjithe Rajonin e Gashit (Hoxha J., Meço S., etj. 1991, Hoxha J., Kuliçi 1995, Hoxha J. 1996).

Sipas ketyre studimeve Rajoni i Gashit perbehet nga 4 formacione kryesore (fig.1).

1. Formacioni sedimentaro - vullkanogjen i Çeremit ($S_1 - D_1$).
2. Masivi gabro - pllajjiogranitik i Trokuzit ($D_2 - P_1$).
3. Formacioni vullkanogjeno - sedimentare Rupe - Sylbice (P_2).
4. Formacioni konglomerato - ranoro kuarcore Kersh i Vujkut - Qafa e Ali Çeles (T_1).

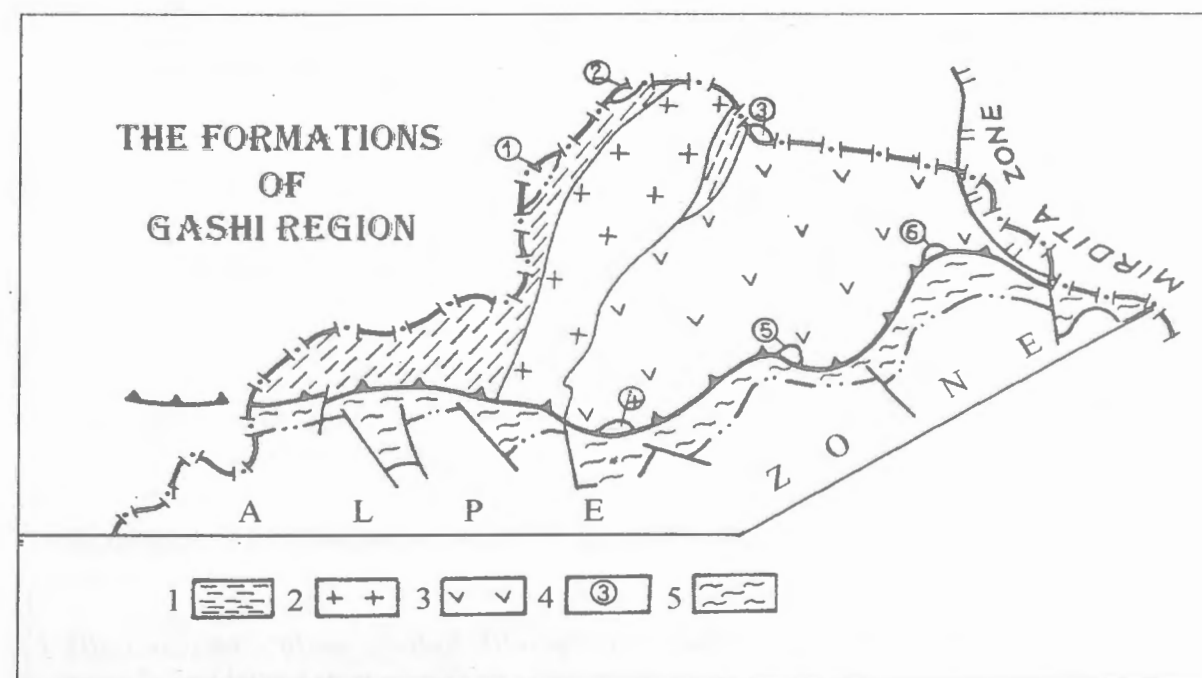


Fig. 1 - Skeme e ndarjes formacionale te Rajonit te Gashit.

1. Formacioni sedimentaro - vullkanogjen i Çeremit ($S_1 - D_1$), 2. Masivi gabro - pllajjiogranitik i Trokuzit ($D_2 - P_1$), 3. Formacioni vullkanogjeno - sedimentare Rupe - Sylbice (P_2), 4. Formacioni konglomerato - ranoro kuarcore Kersh i Vujkut - Qafa e Ali Çeles (T_1), 5. Formacioni flishore i Zones se Alpeve Shqiptare Cr_2m .

The scheme of formational devide of Gashi region

Perkatesisht sipas formacioneve jepen edhe ndarjet ne pako dhe horizonte (tab. 2,3).

3. Formacionet dhe subformacionet xehrore sulfure.

Sipas te dhenave te deri tanishme me interes paraqitet mineralizimi sulfur ne formacionet 1 e 3 te Rajonit, per te cilin behet edhe detalizimi i me poshtem.

1. Ne formacionin sedimentar - vullkanogjen te Çeremit (tab. 2) sipas pakove dhe horizonteve shkembore takojme keto formacione xehrore.

a. **Formacioni xehrore sulfur sedimentar - metamorfik**, ne pakon e poshtme dhe ne horizontin A te pakos se sipërme.

b. **Formacioni xehrore sulfur hidrotermal**, ne horizontin G te pakos se sipërme.

Formacionet (subformacionet) xehrore dhe lidhjet metalogjenike te tyre me formacionet shkembore

The ore formations, subformations, and their metallogenical connections with rocks formations

Tabela 2

NR	FORMACIONET SHKEMBORE	PAKUA	HORIZONTI	MORFJE	Formacioni xehrore	Sub-formac. xehrore	Lidhjet shkemb - xehrore			Gjeneza			
							gjenetike	Para gjenetike	struktural				
1	FORMACIONI SEDIMENTAR - VULLKANOGJEN ÇEREMIT (S ₁ -D ₁)	RANORE KUARCORE - RRESHPORE ME LINZA VULLKANITESH.	Ranore, kuarcor rreshpe me linza, vullkanitesh, e karbonatit	D ₁	sulfur hidrotermal	Pirit - sqfur mbaftës	-	+	+	+++	Hidrotermale i temperaturave te mesme e te ulte.		
			Pirit polimetalmbaftës			-	+	+	+++				
2	FORMACIONI VULLKANOGJENO - SEDIMENTAR RUPE - SYLBICE	FILITO - ALEVROLITIKE	Alevrolit	S ₂ -D ₁	sulfur sedimentar - metamorfik	Pirit - sqfur mbaftës	+	+	+++	sedimentar - metamorfikë			
			Filit										
3	FORMACIONI VULLKANOGJENO - SEDIMENTAR RUPE - SYLBICE	RRESHPORE - KARBONATIKE		S ₁ -2	sulfur sedimentar - metamorfik	Pirit - sqfur mbaftës	+	+	+++	sedimentar - metamorfikë			

2. Ne formacionin vullkanogjen - sedimentar te Rupe - Sylbice sipas pakove kemi keto formacione (fig. 3) xehrore;

c. **Formacioni xehrore sulfur me element polimetalik hidrotermal - metasomatik i temperaturave te ulte e te mesme**, ne pakon karbonatike ne disa raste ne kontaktin gelqerore - vullkanite. Ketij formacioni i perkasin dy subformacione; **subformacioni magnezit - kalkopirit** dhe ai **pirit - polimetalmbaftës** (tab. 3).

d. **Formacioni xehrore sulfur me element polimetalik, vullkanogjen - (hidrotermal) sedimentar** ne pakot andezito - dacide dhe bazaltike. Ketij formacioni i perkasin subformacionet; **pirit bakermbaftës, pirit polimetalmbaftës e pirit sulfurmbaftës** (tab.3). Ky formacion eshte nder me te rendesishmit ne pikpamje industriale (tab. 4). Nder venburimet dhe objektet kryesore te ketije formacioni mund te permendim; Rupa, Kreshta, Lugina e Mollafcit. Mbasqakash, Lluzhnica, Kershii Kuqe, Tringellima, Preshi, Kodra e hanes dhe Livadhi i Katanes (tab. 4).

nr	Formacionet shkembore	Pakua	Horizonti	MORFJE	Formacionet xehrore	subformacione xehrore	LIDHJET SHKEMB - XEHOROR			GJENEZA
							gjenetike	Para gjenetike	struktural	
1	FORMACIONI VULLKANOGJENO - SEDIMENTAR RUPE - SYLBICE	RRESHPORE SILICORE KARBONATIKE		P ₂	SULFUR ME ELEMENT POLIMETALIK	Pirit sulfurmbaftës	+	+	+	VULLKANOGJENO (HIDROTERMAL) SEDIMENTAR
2		PIKRITO - BAZALTIKE					+	+	+	
3		BAZALTIKE	BAZALTE				+	+	+	
4		ANDEZITO - DACITIKE	ANDEZITE DACIDE				+	+	+	
5		KARBONATIKE	VULLKANITE GELQEROR				+	+	+	

Tab. 3 - Formacionet (subformacionet) xehrore dhe lidhjet metalogjenike te tyre me formacionet shkembore.

The ore formations, subformations, and their metallogenical connections with rocks formations

Nr	Parametret morfologjike (sipas objektit)	FORMAT E KUNDOSJES	Dimensionet - m	Kontaktet me shkembt rrethues	Teksturat	Strukturat	Pangjenezat	Perberja minerale	Perberja kimike	Gjeneza
2	KRESHTE	te zghaturali neare pseudoshtrësore, trup linzor	30x20x2	gradual	brezore shtresore kokrizore	Idiomorfe hipidiomorfe	Pirit - sfalerit Pirit - kalkopirit - sfalerit.	Pirit, kalkopirit, sfalerit.	S, Cu, Zn	vullk (hidrotermal) sediment.
3	Mbasquka	pseudoshtrësore lineare	2x1x0.5	gradual	brezore shtresore	Idiomorfe hipidiomorfe	Pirit - kalkopirit - sfalerit	Pirit kalkopirit sfalerit	S, Cu, Zn	Vullk (hidrotermal) sediment.
4	Lluzhnice	pseudo shtresore e linzore.	10x5x0.5	gradual	brezore shtresore kokrizore	Idiomorfe hipidiomorfe	Pirit - sfalerit Pirit - kalk. sfal. Pirit - kalk. sf. gal.	Pirit, sfalerit, galenit, arsenopirit, falerce	S, Cu, Zn, Pb	vullk (hidrotermal) sediment
5	Kershii Kuqe	pseudoshtrësore linzore	0.5x1x0.5	gradual	brezore shtresore kokrizore	Idiomorfe hipidiomorfe	Pirit - kalkopirit - sfalerit	Pirit, sfalerit, kalkopirit	S, Cu, Zn	vullk (hidrotermal) sediment
6	TRINGELLIM	linzore	5x2x1	gradual	brezore kokrizore	Idiomorfe hipidiomorfe	Pirit - sfalerit - kalkopirit	Pirit, sfalerit, kalkopirit	S, Zn, Cu	vullk (hidrotermal) sediment.
7	PRESH	pseudoshtrësore linzor	1x0.5x0.5	gradual	brezore kokrizore	Idiomorfe hipidiomorfe	Pirit - sfalerit	Pirit, sfalerit.	S, Zn.	vullk (hidrotermal) sediment.
8	KODRA E HANES	linzore	0.3x0.5x0.5	gradual	brezore kokrizore	Idiomorfe hipidiomorfe	Pirit - sfalerit	Pirit, sfalerit.	S, Zn,	vullk (hidrotermal) sediment.
9	LIVADHI I KATANES	pseudoshtrësore linzore	1x1x0.5	gradual	brezore kokrizore	Idiomorfe hipidiomorfe	Pirit - sfalerit - kalkopirit	Pirit, sfalerit, kalkopirit.	S, Zn, Cu	vullk (hidrotermal) sediment.

Tab. 4 - Parametrat morfologjik, mineralogjik dhe kimik sipas objekteve. The morfological, mineralogical and chemical parameters according to the objects.

Ne kete formacion gjinden edhe objekte te tjere te dores se dyte si; Rreshkez, Sylbice dhe Kershat e Brevines (tab. 5).

nr	Objekt	Format e vendosjes	Kontaktet me shkembijt rrethues	Teksturat	Paragjenezat	Perberja minerale	Perberja kimike
1	Rreshkez	te zgjatura lineare	gradual	brezore shtresore	Pirit Pirit-kalkopirit	Pirit, kalkopirit	S, Cu
2	Sylbice	pseudosh-tresore linzore	gradual	brezore shtresore	Pirit Pirit-kalkopirit	Pirit, kal-kopirit	S, Cu
3	Kershat Brevines	Pseudosh-tresore linzore	Gradual	brezore shtresore	Pirit Pirit-kalkopirit	Pirit, kal-kopirit	S, Cu

Tab. 5 - Parametrat morfologjik, mineralogjik dhe kimik sipas objekteve. The morfological, mineralogical and chemical parameters according to the objects.

Siç edhe duket mineralet (tab. 4, 5) mineralet xehrore formuese takohen sipas ketyre grupimeve; thjeshte pirit, pirit - sfalerit, pirit - kalkopirit - sfalerit dhe pirit - kalkopirit - sfalerit - galenit. Jane bere percaktime mineralogjike te ketyre grupimeve (Marie Koçi 1990) dhe rezulton nje perberje e larmishme minerale; kuarc, pirit, markazit, arsenopirit, falerce, galenit, getit, koveline, kalkopirit, etj (tab. 6).

Mineralet grupimeve minerale	MINERALIET											te tjere %	
	Kuarc %	Pirit %	Markazit %	Arsenopirit %	kalkopirit %	Sfalerit %	falerce %	galenit %	Getit %	koveline %	kalkozine %		
Thjesht PIRIT	5-10	30-60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	30-65
PIRIT - SFALERIT	0-10	15-50	-	-	-	1-5	-	-	-	-	-	-	35-84
PIRIT - KALKOPIRIT - SFALERIT	5-15	15-50	0.1-0.3	-	0.5-1	0.2-0.8	0.1-0.2	-	-	-	-	-	35-80
PIRIT-KALKOPIRIT-SFALERIT-GALENIT-FALERCE	5-10	10-60	0.1-1	~0.1	0.5-2	0.2-1.8	0.1-0.4	0.1-0.2	~0.1	~0.1	~0.2	-	30-85

Tab. 6 - Perberja minerale sipas grupimeve minerale. The mineral composition according to mineral groups

Mineralizimi i ketij formacioni (Hoxha J., Meço S., etj. 1991) eshte formuar ne dy stade.

Stadi i pare, si me i hershem, karakterizohet me formimin e piritit ne forme kristalesh idiomerf me permasa te medha, gje qe flete per kushte te qeta formimi dhe perqendrim jo shume te larte se bashku me kuarcin.

Stadi i dyte, ai i me vonshem, karakterizohet me formimin e piritit mikrokorrizore, i cili flet per ulje te shpejte te temperatures dhe rritje te perqendrimit shoqeruar me minerale te tjere, kalkopirit, sfalerit, arsenopirit, falerce, galenit etj.

Nga gjithë objektet e ketij formacioni me rezerva jane; Rupa, Lugina e Mollafcit, Kreshta dhe Lluzhnica.

4. Perfundime

Formacionet (subformacionet) xehrore me te rendesishme sipas formacioneve shkembore jane:

1. Ne formacioni sedimentaro - vullkanogjen te Çeremit.
 - a. **Formacioni xehrore sulfur sedimentare - metamorfik.**
 - b. **Formacioni xehrore sulfur hidrotermal.**
2. Ne formacionin vullkanogjeno - sedimentare te Rupe - Sylbice.
 - c. **Formacioni xehrore sulfur me element polimetalik hidrotermalo - metasomatik i temperaturave te ulta e te mesme.**
 - d. **Formacioni xehrore sulfur me element polimetalik, vullkanogjeno - (hidrotermal) - sedimentare**

Me arrijtet e deri sotme formacioni i fundit (d) paraqitet me vlera industriale e qe meriton vemendje te me tejshme.

5. Literatura

Canko S., Haxhiu P. 1984 - Raport mbi rezultatet e punimeve komplekse ne sektorin Rup-Mollafc-Breu i Çobanve. Qendra Gjeofizike Gjeokimike Tirane (in albanian).

Gjata K. 1970 - Te dhena te reja mbi gjeologjine e pjeses me verilindore te Shqiperise, Bul.U.SH.T. Shkencat natyrore (in albanian).

Gjata K. 1975 - Karakteri i mineralizimeve ne depozitimet paleozoike veriperendimore te Zones se Gashit. Permbledhje Studimesh 3. (in albanian).

Hoxha J., Meço S., Matoshi A. 1988 - Te dhena mbi argumentimin moshor te Serise vullkanogjene - sedimentare te Rajonit te Gashit. Bul. Shk. Gjeol. 4. 85-94 (in albanian, summary in English).

Hoxha J., Meço S., Matoshi A. 1990 - Vendosja transgresive e formacionit konglomeratoranoro kuarcore mbi formacionin terigjeno- rreshpor dhe formacionin vullkanogjeno-sedimentar ne Rajonin e Gashit. Bul. Shk. Gjeol. 4. 11-18 (in albanian summary in English).

Hoxha J. 1991 - Disertacion - Gjeologjia dhe tiparet metallogjenike te Rajonit te Gashit. Fak. Gjeol. Min. Tirane. (in albanian).

Hoxha J., Kuliçi H. 1995 - Vullkanizmi i Zones se Gashit dhe ndryshimet e tij me vullkanizmat e tjere ne Albanide. Bul. Shk. Gjeol. 1 65- (in Albanian summary in english).

Hoxha J. 1997 - Diskutim plotesues mbi prerjen teresore stratigrafike te Rajonit te Gashit. Bul. Shk. Gjeol. Tirane. (in albanian, summary in english).

- I.S.P.GJ.-F.GJ.M.-I.GJ.N. 1983 - *Geological Map of Albania*. (tekst in albanian).
 Melo V., Shallo M., Kote Dh. 1974 - *Probleme te gjeologjise se pjeses verilindore te Shqiperise. (Albanidet veriore)*. Permb. stud. 3. (in albanian).
 Xhomo A.etj. 1986 - *Stratigrafia e depozitimeve paleozoike te Albanideve*. Ins. Stud.dhe Proj. Gjeol. Tirane.(in albanian).

6. Abstrakt

There are four important ore formations in the Gashi Region. They are:

- a** - The sulfur ore sedimentary-volcano formation.
 - b** - The sulfur ore hydrothermal formation.
 - c** - The sulfur ore formation with polymetallic elements of hydrothermal-metasomatic geneses.
 - d** - The sulfur ore formation with polymetallic elements of volcanogeno-hydrothermal geneses.
- Two of the above formation are connected with the sedimentary-volcanogen formation of Çeremi (S₁-D1) and two others are connected with volcano - sedimentary formation of Rupa - Sylbica (P2). The fourth ore formation is the most important, one for the polymetallic elements (Cu, Pb, Zn, As, Co, etc).

PERBERJA KIMIKE, MINERALOGJIKE DHE VETITE FIZIKE TE ARGJILAVE MONTMORILONIT-ATTAPULGIT, SHENGJUN -BEJNE, BURREL

MARIE KOÇI
 YLBER MUÇEKU

1. Hyrje

Ne kete artikull jepen te dhena mbi perberjen kimike, mineralogjike dhe disa veti fizike te trupave argjilore, takuar ne profilin e kores se tjetersimit lateritik, te zhvilluar ne zonen Shengjun -Bejne, qe i perket grupit smektik (montmorilonit-nontronit), grupit astalpulgit-sepiolit, mineraleve argjilore shtresore-perzier (korrensit, alietitit (talk + smektit shtresore-perzier) dhe me pak klorit dhe kaolin. Minerale te tjere jo argjirore, relikte dhe perzjerese, qe takohen jane: magneziti, dolomiti, grupi piroksenit,kuarci, kromiti, rodokroziti, getit-hematiti, antofiliti, talku, antigoriti, feldshpatet, kalciti, bemiti dhe amfiboli.

2. Karakteristika te pergjithshme te vendosjes se mineralizimit

Vendburimi i argjilave montmorilonite-attapulgitite i Shengjunit shtrihet ne perendim te masivit ultrabazik te Bulqizes, aty ku fillojne depozitimet terrigjene te gropes Burrelit (ne jug-lindje te saj, fig.1). Prerja gjeologjike ne pjesen me te poshtme te saj, perfaqesohet nga ultrabazike (harcburgite), qe jane shume te serpentinizuar. Mbi serpentinitet vendoset horizonti i brekçieve ultrabazike, te cilat paraqiten si masa te copetuara - çimentuara, me trashesi 1-2m deri ne 8-10m. Mbi keto vendoset horizonti argjilembajtes, qe perfaqeson shtresat, shfaqjet dhe qe jane sendimente te ardhura si rezultat i erodimit te shkembinjve ultrabazike, te mbetura ne vend ose pak te levizura. Keto shtresa dalin sipas shpateve te perenjve te takuar ne zone, me trashesi qe ndryshon nga 1-10m, mesatarisht takohen me trashesi 3-6m. Argjilat mbulohehen ne pergjithesi nga depozitimet e kuaternarit qe perfaqesohen nga deluvione me trashesi nga 1m deri 7-10m.

3. Perberja kimike

Perberesit kryesore kimike te kampioneve argjilembajtes te zones Shengjun - Bejne jepen ne tabelen 1. Siç shihet edhe nga tabeta permbajtja e oksideve kryesore eshte : SiO₂ = 17.88-43.73 %, MgO = 19.06-33.78 %, gje qe flet per natyren teper magneziale te ketyre argjilave, ndersa permbajtja me e rritur e tij lidhet me rritjen e permbajtjes se magnezitit ; Al₂O₃ = 0.77 -7.84 % eshte e ulet, gje qe flet per shkembinjte ultrabazike meme te tjetersuar, argjiluzuar. Po keshtu prania e Fe₂O₃ dhe FeO nga 3.86 -20.40 % shprehet edhe me ngjyrosjen e kampioneve me nuanca te kuqe - vishnje - kafe dhe lidhet me ndryshimen e shkembinjve ultrabazike ne argjila nontronitike. Ni = 0.23 - 0.42 %, ndersa ne raste te veçanta arin deri ne 1.20%. Edhe permbajtja e larte e tij flet per natyren nontronito- argjilore te materialit te formuar nga keta shkembinj. CaO = 0.47 - 10.6 %, pra ne pergjithesi permbajtja e tij eshte e ulet dhe rritet vetem me rritjen e permbajtjes se dolomitit dhe kalcitit ne keta kampione. Cr₂O₃ = 0.28 - 1.44 % ka perhapje uniforme dhe perqendrohet kryesisht ne fraksionin 0.05 - 0.07m/m. MnO = 0.16 - 1.8%, sasia e tij rritet me rritjen e permbajtjes se rodokrozitit ne keto kampione argjilore, te cilet marrin ngjyrosje me nuanca roze - kafe. Per te vertetuar fazat karbonate qe takohen ne keto argjila si : dolomiti, magneziti, rodokrozitit, kalciti etj, u krye edhe analiza kimike e CO₂ e cila leviz nga 0.15-6.04%. Nga analizat spektrale gjysme sasiore fiksohen edhe mikroelementet : V = 0.001- 0.005, Cu=0.001- 0.002, Zn= 0.002- 0.007%. Siç shihet permbajtja e MgO eshte pothuajse uniforme dhe lidhet me fazat argjilore qe takohen, ndersa elementet e tjere si Fe, Cr, Ca, Mn kane permbajtje te larte dhe rrjedhimisht sipas kerkesave per perdorimin e tyre praktik ne industri, mund te jene edhe

As.Prof. M. Koçi Instituti i Kerkimeve Gjeologjike
 Y. Muceku Instituti i Kerkimeve Gjeologjike

elemente ndotes te demshem . Per Fe ne rastet kur ai ka permbajtje te larte mbi 20% mund te perdoret edhe si pigment ne industri . Elementet e tjere si : P, Cu, V, Zn, Ti, takohen ne sasi mjaft te ulet e nuk paraqesin probleme per perdorimin e tyre praktik ne industri .

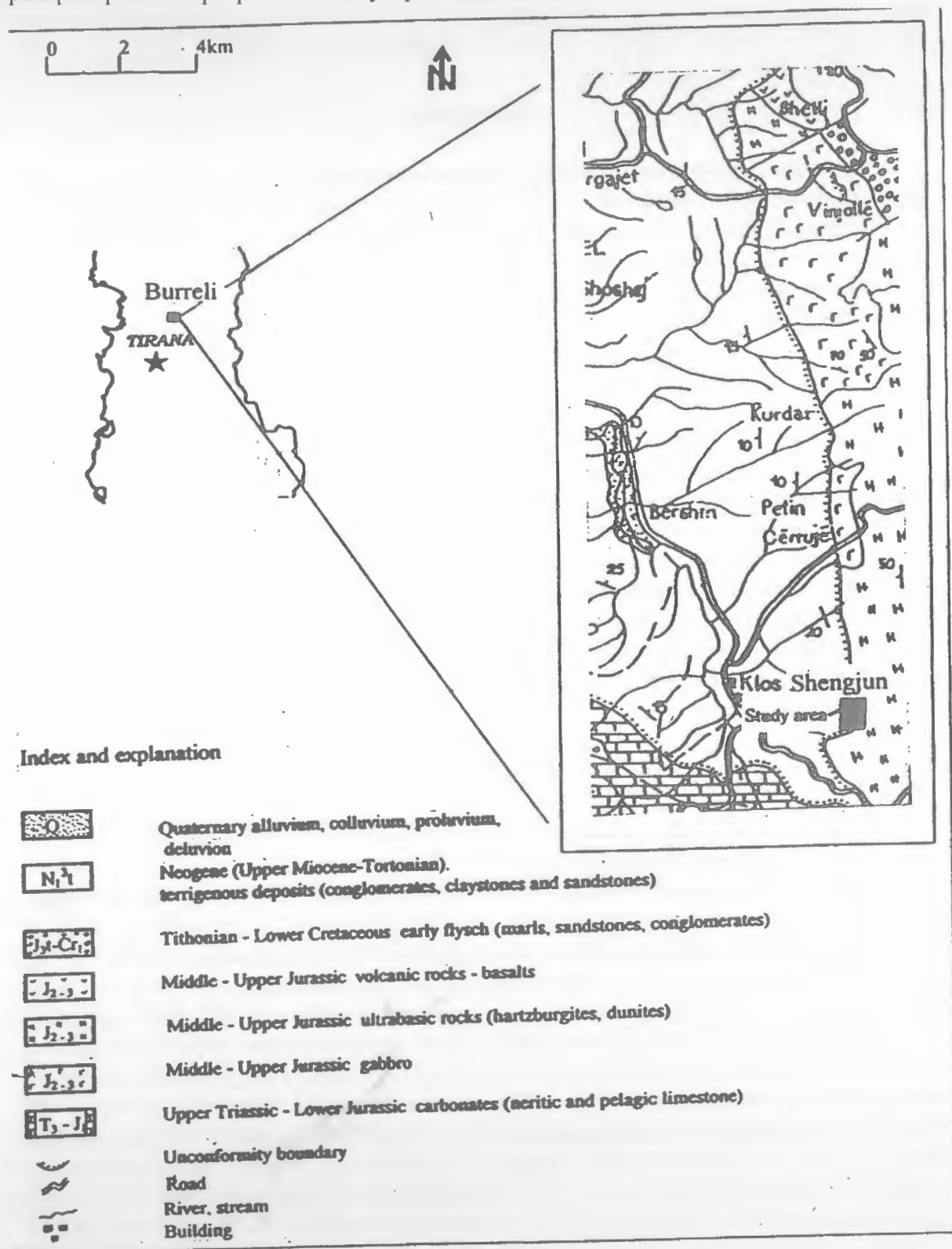


Fig.1 Harta gjeologjike e rajonit ku vendoset vendburimi I argjilave montmorilonite-attapulgit Shengjun-Bejne, Burrel.
Geological map of Shengjun-Bejne region

Rrezultatet e analizave kimike te kampioneve argjile-mbajtes te zones Shengjun-Bejne

Tabela Nr. 1

Nr. proves	Vendi i marrjes	Ngjyra e kampionit	Perberja elementare ne %													
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	CoO	TiO ₂	Co ₂
1	Koder Licj zhveshja 1	Vendhacake -Kafe	38.38	4.03	14.54	1.03	11.83	2.01	0.4	1.42	0.18	0.13	0.39	0.04	0.34	0.91
2	Tavan Zhveshja1	Vendhacake -Kafe	34.37	3.43	18.53	0.72	8.36	4.27	0.42	1.04	0.03	0.03	0.36	0.04	0.27	-
3	Tavan	Kafe	25.51	2.08	27.28	0.82	4.88	1.72	0.32	1.11	0.06	0.03	0.23	0.02	0.22	0.91
4	Perroi Stalles Kanali 1	kuqe-lulle	26.79	5.84	22.8	2.80	10.30	-	0.60	0.57	0.28	-	0.26	-	-	-
5	P. Stalles Kanali 3	roze	25.02	4.85	24.2	2.0	10.22	-	0.57	0.57	0.35	-	0.25	-	-	-
6	P. Stalles Kanali 16	bardhe -roze	30.41	6.6	17.32	2.34	14.5	-	0.46	0.87	0.21	0.02	0.32	-	-	-
7	L. Canit Pusi 5	bardhe -roze	24.86	5.02	26.0	2.28	7.9	-	1.05	0.5	0.28	-	0.23	-	-	-
8	P. Licj Kanali 30	roze	31.39	2.98	21.12	3.22	10.2	-	-	-	0.5	-	-	-	-	0.22
9	P. Licj Kanali 30	roze-kuqerrenke	18.88	1.68	33.07	2.52	5.48	0.14	-	-	-	-	-	-	-	0.20

4. Perberja mineralogjike

Horizonti argjilembajtes ne zonen Shengjun -Bejne perfaqeson nje perzierje te mineraleve argjilore dhe joargjilore relikte dhe perzieres. Ne pikepamjet teksturale ato paraqiten me pamje dherore - argjilore -mikrodisperse me fole - berthama - kokrriza te mineraleve jo argjilore. Ngjyra e tyre ndryshon nga e verdha -bezhe deri ne te kuqerreme -kafe (objekti Koder Liçi). Ne perroi e Stalles, Fujzes. Livadhi i Canit kryesisht takohen me teksture masive -kompakte-mikrodisperse me ngjyre te bardhe -roze -kuqeremte deri ne vishnje -kafe nga perzjerje e ndotjet e hidroksdeve te Fe e mineraleve manganore. Ne sektore te veçante (Livadhi i Canit) takohen edhe kampione me pamje masive-poroze, te lehte me ngjyre te bardhe - gri , me veti thithese qe ndertohen kryesisht nga minerali i alietitit (talk + smektit-perzier). Mineralet argjilore qe takohen jane: grupi i smektiteve (montmoriloniti-nontroniti), grupi attapulgit-sepiolit, mineralet argjilore shtrese -perzier (korrensit), alietite (talk + smektit -perzier) dhe me pak kloriti dhe kaolina. Mineralet joargjilore relikte perzierese jane : magneziti, dolomiti, grupi i piroksenit-kromiti, talku, rodokroziti, getiti-helmatiti-lepidokrokiti, feldshpatet, antigoriti, bemitit, kaalciti, antofiliti, amfiboli, dhe gipsi. Raporti sasior i permbajtjes se ketyre mineraleve ndryshon, qofte sipas perrenjve ku takohen shtresat e argjileve (Koder -Liçi, perroi i Stalles , etj.) ashtu edhe ne prerjen vertikale te kores se tjetersimit lateritik (tab. nr. 2).

Rrezultatet e analizave difaktometrike te kampioneve argjile-mbajtese
te zones Shengjun-Bejne (Burrel)
(Analizuar ne laboratore te ndryshme)

Tabela 2

Nr.	Kampioni-1 (Koder-Liçi)			Kampioni-138 (P.Liçi)			Kampioni-20 (P.Stalles)			Kampioni-83 (L.Canit)		
	d	I	Minerali	d	I	Minerali	d	I	Minerali	d	I	Minerali
1	14.92	70	Montmo.	14.88	28	Montmo.	13.9	60	Korren.	15.27	10	Aliet.
2	10.63	25	Atapulg.	14.57	26	Montmo.	10.51	25	Atapulg.	12.34	30	Aliet.
3	9.35	5	Talk	10.62	7	Atapulg.	9.1	10	Talk	10.84	20	
4	7.16	18	Klorit	10.28	4	Atapulg.	7.0	15	Klorit	4.27	14	
5	4.24	16	Kuarc	7.30	7	Klorit	4.38	10	Klorit	3.48	20	
6	3.55	16	Montmo.	4.76	5	Montmo.	4.24	10	Kuarc	2.7	20	Magnezit
7	3.34	18	Kuarc	4.52	14	Montmo.	3.52	20	Korren.	2.55	20	
8	3.12	12	Atapulg.	4.26	10	Kuarc	3.32	25	Kuarc	2.51	12	
9	2.88	14	Dolomit	4.17	10	Getit	3.10	10	Atapulg.	2.38	14	
10	2.74	20	Magnezit	3.34	14	Kuarc	2.88	10	Dolomit	2.10	18	Magnezit
11	2.51	16	Magnezit	3.12	11	Atapulg.	2.73	30	Magnezit	2.08	20	
12	2.11	16	Magnezit	2.74	100	Magnezit	2.49	20	Magnezit	1.82	16	
13				2.50	25	Magnezit	2.44	15	Kuarc	1.74	16	
14				2.10	59	Magnezit	2.30	15	Magnezit			
15				1.70	39		2.25	10	Kuarc			
16							2.09	5	Magnezit			
17							1.68	20	Magnezit			

Ne Koder-Liçi permbajtja e grupit argjirore (montmorilonit -nontronit) eshte me e larte dhe leviz nga 30-70%, ndersa e grupit attapulgit - sepiolit eshte me e ulet dhe leviz nga 10-25%. Ne objektin e perroit te Stalles permbajtja e montmorilonit-nontronitit leviz nga 20-40%, ndersa e grupit attapulgit - sepiolit rritet deri ne 30-50%. Vete sepioliti zakonisht ka permbajtjen nga 5-15%. Ne rastet kur vihet re ulja e permbajtjes se grupit te smektiteve dhe attapulgit -sepiolitit , rritet permbajtja e mineraleve argjilore shtresore -perzier (korensit) deri ne sasine 30 -40%. Kloriti dhe kaolina kane perhapje uniforme ne zone dhe takohen ne sasine 5-15%. Minerali alietit (talk - smektit shtrese- perzier) eshte percaktuar nga mineralogu grek K. P.Zangalis (I.G.M.E.Athine) dhe eshte takuar ne Livadhin e Canit, ne nje kampion masiv-poroz te lehte ne sasine deri ne 80%. Mineralet argjilore te grupit te smektiteve (montmorilonit-nontronit) zhvillohen ne trajta kriptomikrodisperse, mikrodisperse, pllakore-çrregullta (foto 1), ne trajte grumbullimesh agregative-mikronike (foto-2). Atapulgiti zhvillohet kryesisht ne trajta kriptomikrodisperse, mikrodisperse, fibrore (foto 3,4). Sipas analizave granulometrike shuma e fraksionit argjilor luhatet ne kufij te gjere nga 20-80% . Permbajtja mesatare leviz nga 50-70%. Sasia tjeter i perket mineraleve joargjilore relikte-perzieres te cilet po i pershkruajme me poshte :

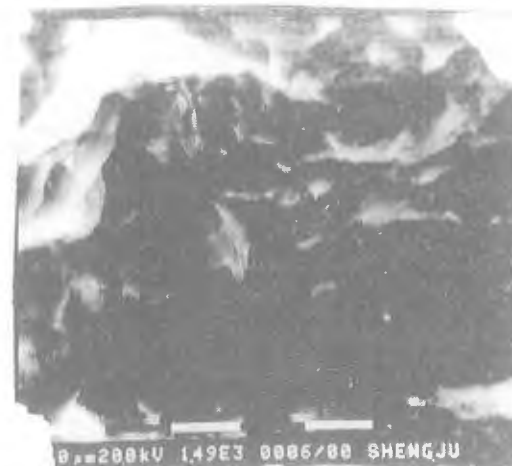


Foto 1. Trajta pllakore te montmorillonitit, Perroi I Stalles-Shengjun. Mikroskop elektronik. Zmadh. 1490x (Massive clay Mag.1490x)

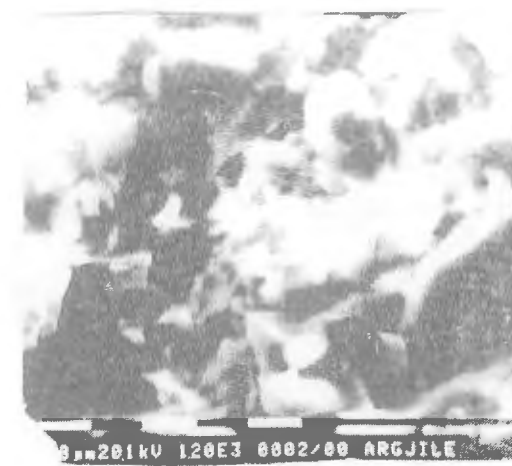


Foto 2. Kokrriza argjilore 10 mikrone, Shengjun. Mikroskop elektronik. Zmadh. 1200x (Fine grain 10 micron montmori llonite-nontronite Mag.1200 x)

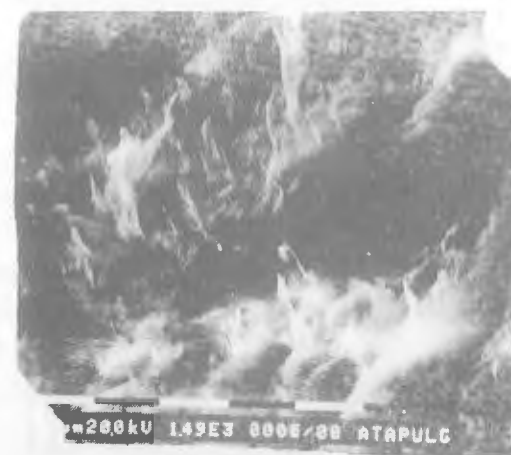


Foto 3. Trajta prizmatiko-gjelperore te kris taleve te attapulgitit 2-3 mikrone. Perroi Stalles-Shengjun. Mikroskop elektronik. Zmadh 1490x (Attapugite (Palygorskite) grains in massive clays Mag.1490x)



Foto 4. Kristale attapulgiti 7 mikrone. Perroi Stalles-Shengjun. Mikroskop elektronik. Zmadh 1490x

Magneziti -Eshte perbersi kryesor ndotes me ngjyre te bardhe-gri, mikrokristaline,i cili vende vende formon fole-berthama-kokrriza (foto 5). Permbajtja e tij leviz ne kufij te gjere, nga 3-5 % deri ne 40-50%.

Dolomiti-Perseri takohet mikrokristalin -kriptokristalin , me pak ne trajte berthamash - foles midis mases argjilore. Permbajtja e tij zakonisht leviz 5-20%, ne raste te veçanta arrin deri ne 40%.

Kuarci - Zhvillohet ne trajta kriptokristaline -mikrokristaline , me permbajtje mesatare nga 5-15 %. Ne disa raste takohet edhe ne trajte amorfe e silices (tridimiti) me permbajtje deri ne 16%

Kromiti -Zakonisht takohet ne trajta kokrrizore (foto 6) me permasa nga 50-100 mikron. Permbajtja leviz nga 1-5% dhe prania e tij eshte si rezultat i shkaterimit te shkembinjve primare ultrabazike. Talku , pirokseni (foto 7), antofiliti , pirofiliti , amfiboli , dhe feldshpatet (foto 8) takohen si relikte perseri nga shkaterrimi i shkembinjve primare qe takohen ne kete zone . Permasat e kokrrizave te tyre ndryshojne ne kufij te gjere, nga mikronike deri ne fole -berthama 1-3 cm. Zakonisht permbajtja e tyre eshte 1-5%, por ne raste te veçanta pirokseni dhe antofiliti arrijne sasine deri ne 30-40%. Getiti - hematiti , bemiti dhe rodokroziti zhvillohen kryesisht ne trajta mikrokristaline - kriptokristaline. Vende vende japin grumbullime ne fole-berthama me permasa 1-3cm , duke i ngjyrosur keto argjila me nuanca te kuqe -vishnje- kafe ose roze -kafe . Permbajtja e tyre mesatare luhetet nga 5-15 % .

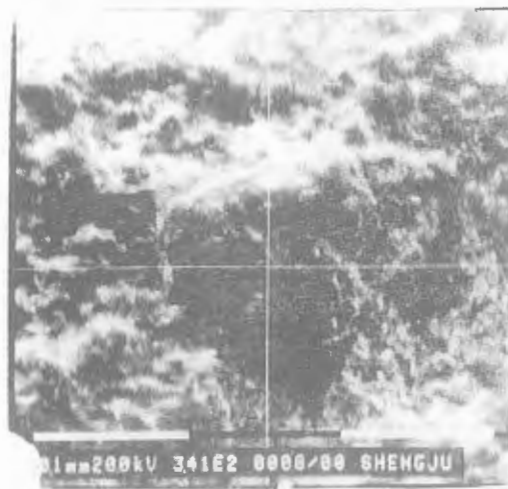


Foto 5. Kokrriza magneziti midis mases argjilore. Shengjun. Mikroskop elektronik. Zmadh 341x (Magnesite grain Mag.341 x)

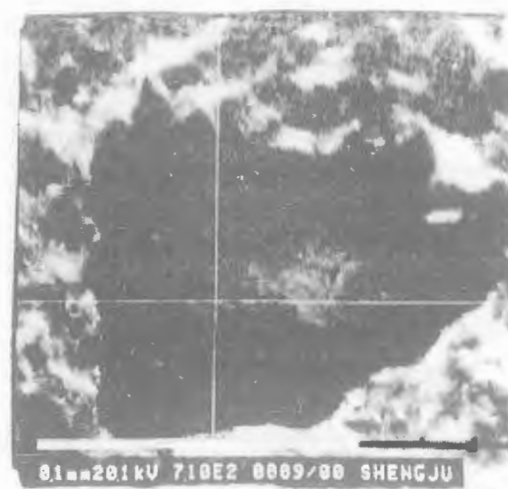


Foto 6. Kokrriza relikte te kromitit ne masen argjilore. Shengjun Mikroskop elektronik. Zmadh 710x (Chromite grain Mag.710 x)

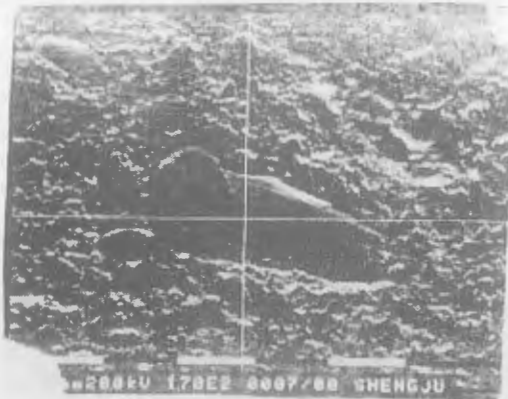


Foto 7. Kokrriza relikte te piroksenit ne masen argjilore. Shengjun Mikroskop elektronik. Zmadh. 710x. (Pyroxenite grain in massive clay)

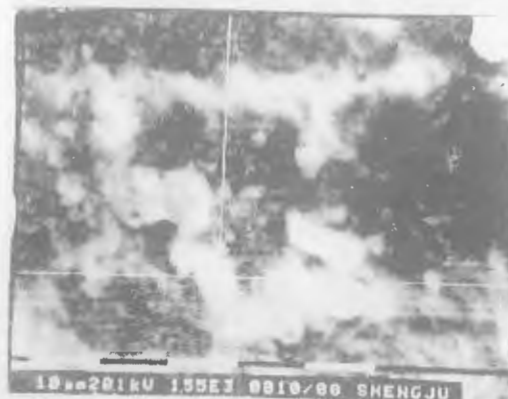


Foto 8. Kokrriza feldshpati ne masen argjilore . Perroi Stalles-Shengjun. Mikroskop elektronik. Zmadh 1550x (Feldspar grains in massive clays mag.1550x)

5. Karakteristikat fizike

Per mineralizimin argjilor eshte e domosdoshme te njihen disa karakteristika fizike te tij, te cilat po i japim me poshte : Nga analiza granulometrike rezulton se fraksioni argjilor nen 2 mikrone leviz ne kufijte nga 3.48-31.8%, ndersa kufiri teknologjik i pranuar (0.05 - 0.001 m/m) arrin permbajtjen 13.84 deri ne 69.6 %. Gjithashtu per perdorimin e kesaj argjile si mbushes per pesticide, u percaktuan kurbat e blushmerise dhe shperndarja granulometrikesipas standartit me 95 % te materialit qe kalon nen 63 mikrone.

Lageshtia - Leviz ne kufinjte nga 8.3 deri ne 11.5 %. Mbas tharjes ne temperaturen 105 grade, ajo ulet deri ne sasine 1 %, gje qe e ben lenden e pare te dobishme per eksperimentime te ndryshme ne teknologji

Pesha specifike - Leviz nga 2.36 - 2.55 - 2.66 gr / cm. Ajo rritet me rritjen e perziersave joargjilore ne kampion (magneziti, hematiti, etj).

Densiteti ne ngjeshje- Ky tregues eshte i domosdoshem per studime teknologjike. Nga analizat e kryera rezulton se eshte 0.995-1.265g/cm².

Densiteti i lire-Luhetet nga 0.655 - 0.835 g/cm.

Indeksti i absorbimit - Eshte nje tregues kryesor fizik qe kushtezon mjaft shkallen e perdorimit te ketyre lloj argjilave attapulgit - mbajtese . Leviz nga 20 - 40 % dhe rritet me rritjen e permbajtjes se attapulgitit ne kampion , gje qe ka rendesi per perdorimin e ketyre argjilave ne fushen e absorbenteve .

Pesha volumore - Leviz nga 1.266 - 2.266 g/cm³ dhe rritja e saj perseri eshte e lidhur me rritjen e perzierjeve joargjilore ne keto kampione .

P. H ne 20⁰c - Zakonisht leviz nga 7.05 - 7.82, gje qe flet per natyren, aktivitetin neutral te ketyre argjilave. Rrjedhimisht keta tregues fizik flasin per nje mase argjilore, e cila mund te gjeje perdorime si mbushes ne pesticide , ne industrine e shpimit te naftes , ne industrine e vajrave etj.

6. Perfundime

Si rezultat i te dhenave te mesiperme arrijme ne keto perfundime :

1. Argjilat montmorillonite - attapulgit, te zones Shengjun-Bejne jane formime tipike pelitike - sedimentare - liqenore me natyre magneziale, qe takohen midis brekcieve ultrabazike te jurasikut te siperm e mbulohen nga depozitimet e kuaternarit .

2. Ne perberjen minerale te kampioneve argjilembajtese takohen mineralet argjilore, qe perfaqesohen nga grupi i smektiteve (montmoriloniti-nontroniti) attapulgiti- sepioliti, alietiti (talk + smektit - shtrese perzier) dhe me pak klorit e kaoline. Nga mineralet jo argjilore qe takohen jane: magneziti, dolomiti, kuarci, piroksenet, rodokroziti, antofiliti, kromiti, getit - hematiti, feldshpatet, kalciti, antigoriti etj .

3. Nga analizat granulometrike rezulton se fraksioni argjilore nen 2 mikrone arrin permbajtjen nga 1.76 - 31.08%, ndersa klasifikimi teknologjik (qe pranon edhe gjendjen agregative te grimcave , te fraksionit nga 1-50 mikrone) arrin permbajtjen nga 13.84-69.6%. Lageshtia natyrale luhetet nga 8.3-11.5%, pesha specifike nga 2.24-2.66, P.H.=7.05-7.82, pesha volumore 1.266- 2.266 g/cm³, indeksi i absorbimit nga 20- 40% .

4. Sipas analizave kimike elementet perberes jane si me poshte : SiO₂= 17.88- 43.73, MgO=19.06-33.78, Al₂O₃=0.77-7.84, Fe₂O₃=3.86-20.04, CaO=0.47-10.6, CO₂=0.15-6.04, Cr₂O₃=0.28- 1.44%, qe i pergjigjen argjilave me natyre magneziale karakteristike per mineralet e siperperskruar .

7. Literatura

- Dir Y. A., Haji R. A., Zussman J. (1966)- *Porodobrazujushie minerali*. Vol.3, f. 270 Moskva.
- Haas C. V., (1979)- *Attapulgit clays for future Industrial Mineral Market- Mining Engineering* V. 22, N-12- London.
- Lefond S. L., etc. (1975) - *Industrial Minerals and Rocks*. New York.
- Mefail Yenyol, (1992)- *Geology, mineralogy and genesis of Yenidofan (Sivrihisler) sepiolite deposit*. Economic Geology. U.S.A.
- Muceku Y., Tershana A., Koci. M., Meshi N., (1995)- *Studimi i vendburimit te argjilave montmorilonit -atapulgit te zones Shengjun - Bejne (Klos- Mat)me llogaritjen e rezervave me gjendje 1.01.1995*. Fondi i I.S. P. Gjeologjise, Tirane.
- Muceku Y., Burri S., (1996)- *Argjilat industriale te Shengjunit ne rrethin e Matit. Gjeologjia dhe kushtet e formimit te tyre*. Buletini i shkencave gjeologjike, nr 1-2, Tirane.
- Mukherjee S. K., Biswas T. D., (1974). *Mineralogy of soil, clays and clay mineral*. New- Dehli - Indi.
- Onuzi K., Milushi I., Hamiti S., (1989)- *Studimi i punimeve te kerkim - rilevimit ne shkalle 1:10000 ne rajonin Bater- Kraste- Bejne per vitet 1987-1989*. I.S.P.GJ. Tirane.
- Patrick Le Berre (1985)- *Le gisement d'attapulgit de Puceul (Coire-Atlantique.)* France.

8. Abstract

In this paper is briefly given the chemical, mineralogical composition and physical properties of montmorillonite- attapulgit clays found in weathering crust of Jurassic ultrabasic rocks from geological mapping carried out at Shengjun- Bejne zone (Burrel), during 1991- 95 years. Samples were collected and analyzed in Albania, Hungary, Greece, and Turkey laboratories. X- ray diffraction, differential thermal analysis (D.T.A.), chemical analysis and electronic microscopy were employed for the determination of the chemical and mineralogical composition. The attapulgit, montmorillonite, sepiolite, chlorite, kaolinite and aliettite clays are defined. Their amount range from 50 up to 70% of the clays deposit material. The clay minerals are associated with relict minerals as pyroxenite, anthophyllite, quartz, magnesite, dolomite, chromite, goethite-haematite, rhodocrosite, feldspar, calcite ect, which are about 20-30% in clay body. The chemical composition in percentage is as following: SiO₂ =17.88- 43.74 MgO= 9.06- 33.78; Al₂O₃= 0.77- 7.84; Fe₂O₃=3.86- 20.04; FeO= 0.07- 4.7; NiO= 0.23- 1.2; CoO= 0.14-0.05; Cr₂O₃= 0.28- 1.44; CaO= 0.47-10.6; MnO= 0.16- 1.8; Na₂O=0.03-1.44; K₂O=0.02- 0.23; P₂O₅=0.05- 0.07; CO₂= 0.15- 6.04; H₂O= 2.5-12.51; and L.O.I = 10.2- 37.29%. The main physical properties of these clay as specific weight, P.H, water content, water holding capacity etc, have been described, as well.

RUBRIKA E DISKUTIMEVE

Shenim I Redaksise

Meqenese per artikullin "Litostratigrafia dhe zhvillimi gjeodinamik I rajonit te Rubikut", autor M. Spaho, ka patur verejtje e diskutime, sidomos qe formimet vullkanogjeno-sedimentare dhe gelqeroret neritike te T3-J1 jane te vendosur mbi pakon argjilite me copa te ranianit (T3k), mendim I ndryshem nga ai I studiuesve te meparshem, anetareve te redaksise ky interpretim iu duket I pa argumentuar me fakte bindese, prandaj redaksia mendoj t'a botoje ne rubriken e diskutimeve, per q'ka ra dakort edhe autori I artikullit. Neqoftese gjeologe te tjere kane mendime dhe interpretime te tjera rreth ceshtjeve qe trajton autori, redaksia mirepret vazhdimin e diskutimeve ne kete rubrike.

LITOSTRATIGRAFIA DHE ZHVILLIMI GJEODINAMIK I RAJONIT TE RUBIKUT

MEHMET SPAHO

Jepen te dhena mbi ndertimin gjeologjik te rajonit te Rubikut. Formacioni vullkanogjeno-sedimentar dhe gelqeroret neritike, te dy me moshe T3-J1, jane te vendosur mbi pakon argjilite me copa, te formuara ne T13 (karnian). Formimi ne te njejten kohe i dy formacioneve te ndryshme eshte bere ne nje ambient te diferencuar qarte, ne kurrizore dhe depresione; ne te parin vendosen sedimente karbonatike neritike dhe ne te dytin, gjate hapjes oqeanike me nje shpejtesi te vogel, formohet formacioni vullkanogjeno-sedimentar i cili me pas zhvillohet mbi nje kore te vertete oqeanike.

Gjate orogjenezes kimerike te vonshme J3-Cr1, si pasoje e thyerjes dhe copetimit ne blloqe te kores oqeanike, formohet nje pako e re argjilite me copa, e cila vendoset mbi nivele te ndryshme te vullkaniteve te Mirdites Qendrore. Thyerjet kane ballafaquar me njera tjetren, prerje te ndryshme te kores oqeanike dhe pjese te mantelit.

Gjate eocenit, si pasoje e orogjenezes Pirenejase, sektore te kores oqeanike apo edhe asaj kontinentale, jane mbihedhur mbi depozitimet e reja flishoidale te zones Krasta-Cukali.

1. Hyrje.

Studimet gjeologjike ne Albanidet e brendshme, ne te cilat perfshihet rajoni i Rubikut, jane mjaft te hershme. Ne vitin 1929 F. Nopca ndertoi hartin gjeologjik te pjeses veriore te Shqiperise, ndersa ne vitin 1951, Nejellov kryen rilevimin gjeologjik ne shkalle 1:50000 te basenit te lumit Fan, ne te cilin gjendet edhe rajoni i Rubikut. Ne raportin e tij, shkembinjte vullkanogjene i percakton nga pikepamja moshore si T1, pakon argjilite me copa T21-2, gelqeroret silicore T22 dhe mbi ta vendos gelqeroret masive T3. Studimet e mevonshme te gjeologeve ruse, qe punuan ne kete rajon, por edhe atyre shqiptare (Mustafa F. 1967), (Hoxha L., Lula P., Zace M. 1977) etj, ne vija te pergjithshme ju permbajten ketyre percaktimeve.

Ne vitin 1966 M. Shallo jep idene per komagmatizmin ofiolitik dhe per moshen jurasiko-kretake te vullkaniteve te Mirdites Qendrore. Pas viteve 70, pjesa me e madhe e gjeologeve i pranone ofiolitet te formuara gjate jurasikut. Ne nje numer punimesh, sidomos gjate viteve 80, shume autore (Shallo 1978, 1983, 1989, etj); (Kodra 1982, 1985, 1988, 1990); (Gjata 1984, 1985); (Hoxha 1981, 1983, 1990); si dhe autore te tjere e grupe autoresh, trajtuan gjeresisht stratigrafine, ndertimin, metalogjenine e ofioliteve duke dhene edhe mjaft skema e interpretime te formimit te tyre.

Studimet e viteve te fundit (Marcucci, Kodra etj. 1994-1995); (Hoxha 1995), (Spaho 1997)

etj; sidomos me percaktimet e radiolariteve ne formacionin vullkanogjeno-sedimentar te periferise se zones Mirdita, kane sjelle argumenta te reja per moshen e ketij formacioni, qe kerkon interpretime te reja.

2. Pozicioni tektonik i rajonit

Rajoni i Rubikut vendoset ne perendim te zones strukturalo-faciale, "Mirdita", ne pjesen veriore te saj (fig.1).

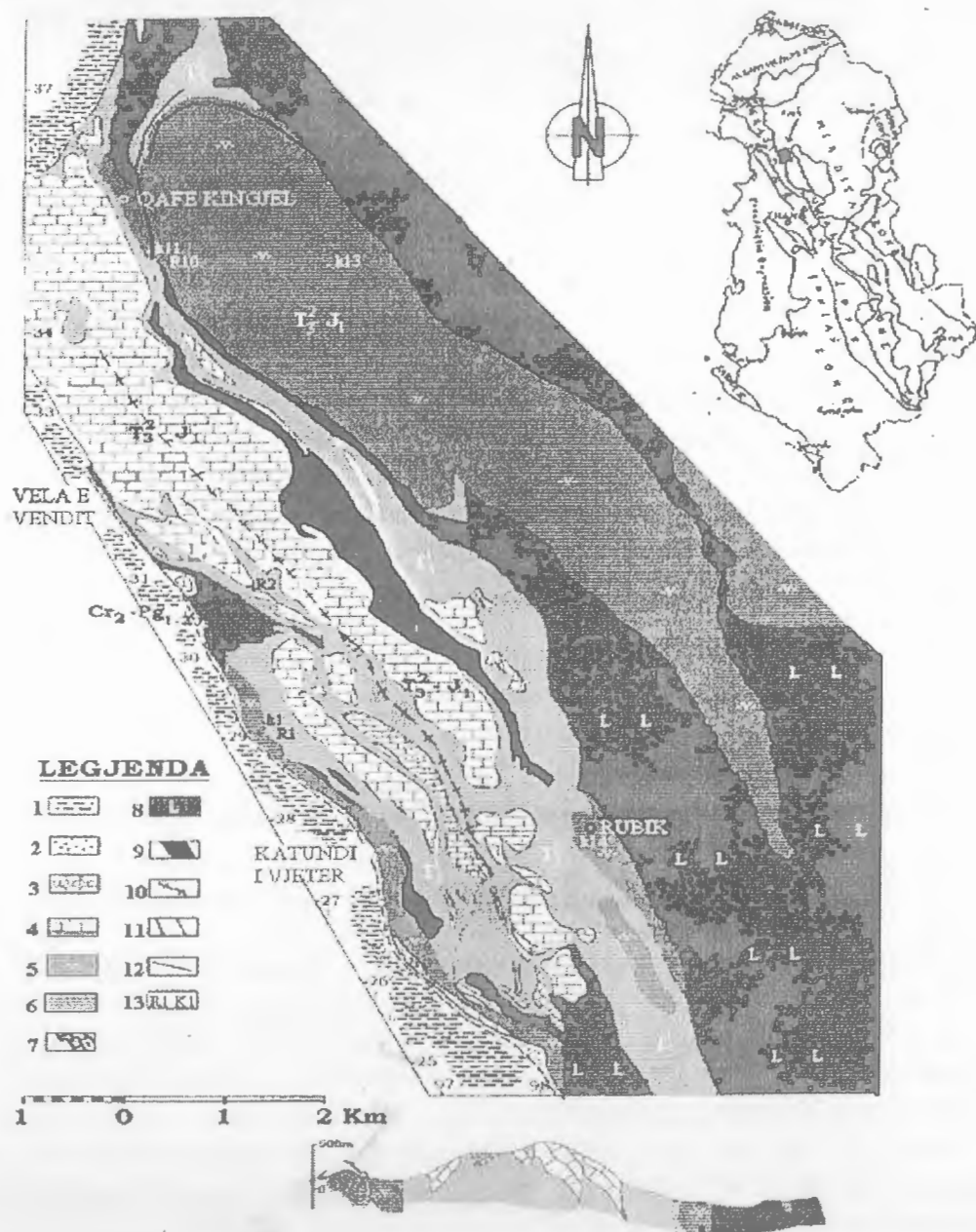


Fig.1 Harta gjeologjike e Rajonit Rubik (M. Spaho 1997)

Geological Map of Rubiku Region

1. Flish ($Cr_2 - Pg_{1-2}$), 2. Flish mergelor ($J_3^L - Cr^V_1$), 3. Gelqerore me silicore (J_{2-3}), 4. Gelqerore neritike ($T_3^2 - J_1$), 5. Formacioni vullkanogjeno sedimentar ($T_3^2 - J_1$), 6. Pako argjilite me copa (T_3^1), 7. Gelqerore me silicore (T_2^L), 8. Shkembinj ultrabazike, 9. Serpentinite, 10. Aksi i struktures antiklinale
11. Kontakte gjeologjike, 12. Profil, 13. Numrat e kampioneve

Ne anen perendimore, ai kontakton tektonikisht, duke u mbihedhur mbi depozitimet flishoidale te $Cr_2 - Pg_{1-2}$ te zones strukturalo-faciale "Kраста-Cukali". Ky rajon eshte nga me te komplikuarit nga pikepamja e ndertimit gjeologjik dhe tektonik. Ballafaqimi i sektoreve te hershem te kores kontinentale me ofiolitet dhe me zonat e jashtme te Albanideve, tektonika shume e zhvilluar dhe e komplikuar, nje shumellojshmeri shkembore dhe faciesh te ndryshme, sjellin mjaft veshtiresi ne deshifrimin e stratigrafise dhe te ndertimit gjeologjik te rajonit.

3. Litostratigrafia

Depozitimet e takuara ne rajon mund te ndahen ne 2 lloje:

- a) depozitimet platformike (kontinentale) dhe b) depozitimet oqeanike (fig.2).

3.a. Depozitimet platformike

3a.1. Gelqeroret pllakore me silicore T_2^2 (Ladinian)

Depozitimet me te vjetra, te takuara ne kete rajon, jane gelqeroret pllakore me silicore.

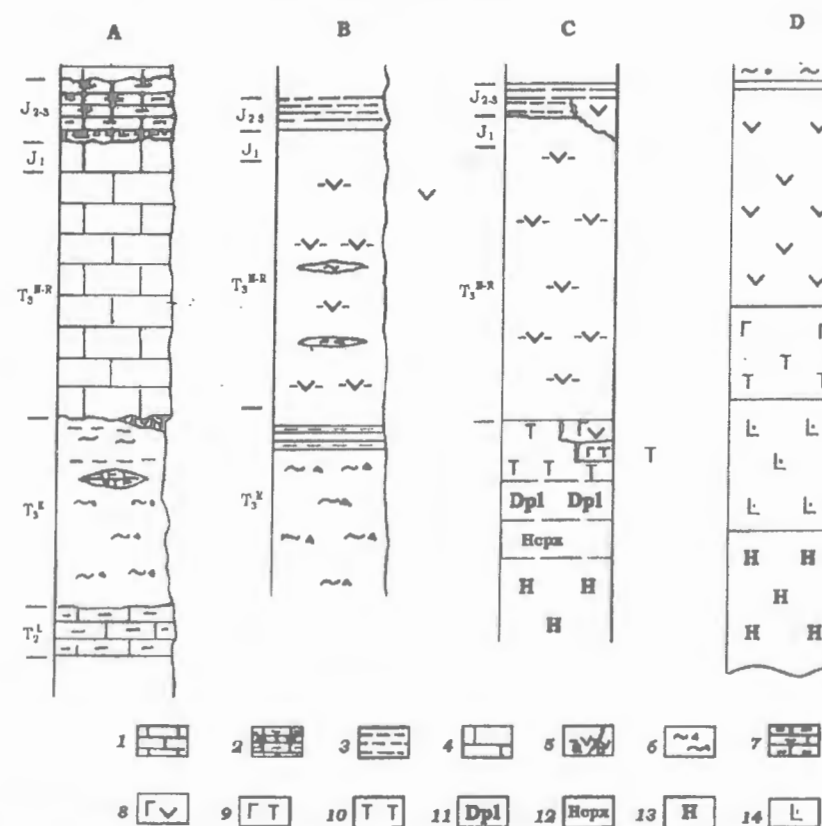


Fig.2 Kolonat stratigrafike te rajonit Rubik

Sratigrafic column of Rubiku region

A- e depozitimeve kontinentale, B - e periferise se kores oqeanike, C - Kolone e pergjithesuar e ofioliteve te pjeses lindore te rajonit, D - Kolona gjeologjike e ofioliteve perendimore te Albanideve (sipas Shallo 1995)

1. Gelqerore mergelore, 2. Gelqerore me silicore, 3. Shiste silicore e tufitike, 4. Gelqerore neritike masive, 5. formacioni vullkanogjeno - sedimentar, 6. Pako argjilite me copa, 7. gelqerore me silicore, 8. Gabro diabaze, 9. Gabro troktolite, 10. troktolite, 11. Dunite plagioklazike, 12. Harzburgite me klinopiroksen, 13. Harzburgite, 14. Lerzolite plagioklazike.

Ne pergjithesi ata takohen ne pjeset jugore te rajonit ne bashkeshoqerim me pakon argjilite me copa. Ne disa raste takohen dhe si blloqe te medhenj brenda kesaj pakoje. Ata perfaqesohen nga nderthurje te gelqeroreve radiolaritike me silicore diagjenetike radiolaritike. Gelqeroret jane me ngjyre gri, kane strukture bimodale dhe takohen ne forme shtresash te holla nga 5 cm deri ne 10-15 cm. Silicoret kane ngjyre te kuqe e paraqiten ne forme shtresash te holla, zakonisht me te holla se gelqeroret, linza apo dhe konkrecione.

Gelqeroret pllakore me silicore, paraqiten te rrudhosur intensivisht dhe bien me kende te forte 60-80° J. e JP. Mikrofauna e takuar perfaqesohet nga radiolarie, bivalve pelagjike (Halobia dhe Daonella). Globochaete alpina** etj. qe percakton katin ladinian te T2.

Po keshtu, kati ladinian eshte datuar edhe me konodonte (Neospathodus sp. dhe seria Gongolella). (Gjata, Meço etj. 1988).

3.a.2. Pako argjilite me copa T₃¹ (karnian).

Pako argjilite me copa vendoset midis depozitimeve platformike karbonatike dhe midis ketyre te fundit dhe periferise se ofioliteve. Ajo shtrihet nen shkembinjte karbonatike te T23-J1 dhe nen formacionin vullkanogjeno-sedimentar, po te T23-J1. Me shkembinjte ultrabazike marredheniet e saj jane gjithmone tektonike. Perberja e saj eshte heterogjene. Masen kryesore ne te zene argjilat dhe argjilo-alevrolitet (rreth 60-70 % te mases). Argjilat kane ngjyre gri te erret, me nuanca shpesh jeshile e te kuqerremte, per shkak te oksideve te hekurit. Ato jane te shistezuara dhe shpesh paraqesin nje luspezim te ndritshem.

Nga perbëresit copezore, ne pakon argjilite me copa takohen: ranoret, silicoret radiolaritike, vullkanite dhe me rralle ofikalcite. Ranoret jane perberesit kryesore e me te perhapur. Takohen ne formen e coprave, me madhesi nga disa centimetra deri ne blloqe masive disa metra, e me rralledhjetra metra, duke u vendosur sipas shtresezimit te pakos. Ne pergjithesi paraqiten dy llojesh: ranore arkozike kuarc-feldshpatore dhe ranore ofiolitike.

Silicoret radiolaritike takohen ne forme blloqesh, me permasa deri disa metra apo dhe me teper, duke patur perhapje me te gjere, ne sektoret prane kontaktit me shkembinjte e formacionit vullkanogjeno-sedimentar.

Shkembinjte vullkanike takohen ne forme blloqesh te medhenj, disa here te shoqeruar me silicore radiolaritike, e deri ne copa te vogla. Paraqiten si bazalte leukokrate, te albitizuar e kloritizuar. Interesante eshte prania ne pakon argjilite me copa, e blloqeve apo coprave te ofikalciteve, qe perfaqesojne serpentinite te karbonatizuara intensivisht.

Shkembinjte karbonatike takohen ne forme blloqesh apo linzash, shpesh te shoqeruara edhe me silicore radiolaritike, dhe perfaqesohen kryesisht nga gelqerore e mergele radiolaritike te facies pelagjike.

Ne sektoret prane gelqeroreve neritike T₃²-J₁ te pakos argjilite me copa, takohen blloqe te medhenj te gelqeroreve pllakore me silicore te T₂ (ladinian), te vendosur brenda saj.

Ne pjesen qendrore te rajonit, ndërmjet shkembinjve karbonatike, pakove argjilite me copa, ka nje karakter flishoidal duke paraqitur nderthurje te rreshpeve argjilo-alevrolitike me shtresa te holla ranoresh, kryesisht ofiolitike. Ajo formon berthamen e nje strukture antiklinale, e qe shtrihet ne lindje dhe perendim nen gelqeroret T₃²-J₁. Po ne keta sektore, ne kontakt te pakos me gelqeroret e mesiperm, takohen me nderprerje konglomerate te perbere nga copa gjysme te rrumbullakosura ranoresh, vullkanitesh, gelqerorësh pelagjike etj.

Lidhur me moshen e ketij formacioni ka patur mendime te ndryshme, e eshte debatuar per nje kohe te gjate.

Nejellov 1951, Mustafa 1966 etj. e kane datuar ate si T₂. Me vone duke e njesuar me pakon argjilite me copa te Mirdites Qendrore, te vendosur mbi shkembinjte vullkanike, pothuajse pjesa me e madhe e gjeologeve e datuan ate si J₃-Cr₁. Gjeologe te tjere (Kodra 1982, etj) e vendosin mbi bazamentin karbonatik T₃-J₁ dhe e datojne J₃.

**Keto percaktime jane kryer nga Prof.Dr. Agim Pirdeni

Ne radiolaritet qe takohen ne P.A.C. (Kodra etj. 1994), ne forme blloqesh percaktohet T₂ (anizian i siperme - ladinian i poshtem). Po keshtu prania e blloqeve te gelqeroreve pelagjike T₂ brenda ne pako, flet se mosha e ketij te fundit eshte me e re se T₂.

Duke u nisur nga mungesa e copave apo blloqeve te gelqeroreve T₃-J₁ brenda saj, shtrirja strukturale nen gelqeroret T₃²-J₁ dhe formacionit vullkanogjeno-sedimentar, po me te njejtën moshe, pako argjilite me copa datohet si T₃¹ (karnian).

3.a.3. Gelqeroret neritike masive T₃²-J₁ (norian-lias)

Gelqeroret neritike masive kane nje perhapje te konsiderueshme ne rajon. Ne pjesen veriore takohen mbi pakon argjilite me copa, duke formuar kreun e nje strukture antiklinale. Ne jug, per shkak te tektonikes rrudhosese e shkeputese, paraqiten te ndare e te copetuar duke formuar dy krahet e nje strukture antiklinale, ne berthame te se ciles zbulohen depozitimet e pakos argjilite me copa. Ata percaktohen si gelqerore neritike te facies algore. Datimi i tyre behet ne baze te foraminifereve e megalodonteve ku percaktohen 2. Involutinids (Aulotortus sp etj.), Trochamina alpina, Gandryina sp., Ophthalmidium sp., Plani involutina sp. te cilat i percaktojne ata T23 (norian).

Liasi takohet shume i kufizuar, kryesisht ne anen lindore te tyre. prane kontakteve tektonike me pakon argjilite me copa.

3.a.4. Flishi mergelor radiolaritik J₃¹-Cr₁^V

Flishi mergelor radiolaritik vendoset ne pjesen perendimore te rajonit dhe kontakton tektonikisht me flishin Cr2-Pgl-2 te zones "Krasta Cukali". Po keshtu, ai kontakton tektonikisht me shkembinjte ultrabazike, vullkanike dhe gelqeroret T23-J1 dhe ka trashesi 30-50 m.

Ky formacion perfaqesohet nga mergela dhe gelqerore mergelore shtrese holle e te nderthurur ne mjaft raste dhe me alevrolite.

Mosha e tij percaktohet nga Calpionellidae-t, ku ne pjesen e poshtme dallohen: Crassicularia massutimrana, Crassicularia brevis dhe Crassicularia cf. parvula, specie keto, qe i japin shkembit moshen J3 titonian me i siperme.

Ne prerjet me te siperme te flishit percaktohen: Calpionellopsis oblonga, Calpionella eliptica, Tintinopsella carpathica et, qe flasin per nje berriAsian te siperme-valanzhinian. Ne kompleks flishi mergelor radiolaritik datohet J₃¹-Cr₁^V.

3.b. Litostratigrafia e depozitimeve oqeanike

3.b.1. Formacioni vullkanogjeno-sedimentar T₃²-J₁

Depozitimet oqeanike perfaqesohen nga formacioni vullkanogjeno-sedimentar, i cili ne periferine e tij vendoset mbi pakon argjilite me copa. Ky formacion, qe ne rajon ka nje perhapje te konsiderueshme, perfaqeson nje nderthurje te bazalteve me horizonte sedimentare. Bazaltet takohen ne forme llavash jastekore e sferike, si dhe rrymash aglomeratike. Horizontet sedimentare ne brendesi te bazalteve, kane forma shtresore, linzore, me mbyllje, hollime e pykezime ne shtrirje dhe renie. Ato perfaqesohen nga rreshpet argjilo-silicore-hematitike, silicoret radiolaritike shtresore, silicoret masive, rreshpe argjilo-sericitike kuarcore etj.. Elementet e shtrishmerise se tyre perputhen me ato te shkembinjte bazaltike. Formacioni vullkanogjeno-sedimentar perhapet ne te dy anet e depozitimeve kontinentale ne rajon, por ndersa ne krahun lindor, Rubik-Vele, kane nje perhapje te madhe, ne anen perendimore, Katund i Vjeter, zhvillimi i tij eshte me i kufizuar.

Nga studimi i kimizmit te shkembinjve vullkanogjen, duke u mbeshtetur edhe ne diagramen T.A.S. (sipas Le Bas etj. 1986) ato klasifikohen si bazalte (fig.3).

Ne diagramen FeO/MgO-SiO₂, per percaktimin e serise magmatike te kater kampionet bien ne fushen e toleiteve te pangopura me SiO₂, ku permbajtja e ketij te fundit luhatet nga 45-48 % (fig.4).

Analiza kimike te bazalteve te rajonit Rubik.

Tabela 1.

	K I	K II	K 13	K 14		K 1	K 11	K 13	K 14
SiO ₂	45.36	46.29	46.84	47.33	Na ₂ O	1.54	3.00	3.08	2.32
TiO ₂	0.66	0.79	1.26	1.59	K ₂ O	0.12	0.15	0.62	0.29
Al ₂ O ₃	13.00	14.70	15.70	13.36	Cr ₂ O ₃	0.19	-	-	-
Fe ₂ O ₃	10.59	9.78	11.01	14.26	NiO	0.015	0.019	0.069	0.015
MnO	0.10	0.15	0.05	0.05	CaO	0.033	0.04	0.03	0.04
MgO	8.00	9.17	7.04	6.72	H ₂ O	0.9	0.59	0.53	0.75
CaO	15.43	10.33	9.62	10.55	HK	4.75	4.55	3.12	1.89
S H U M A					100.69	99.56	99.07	99.16	

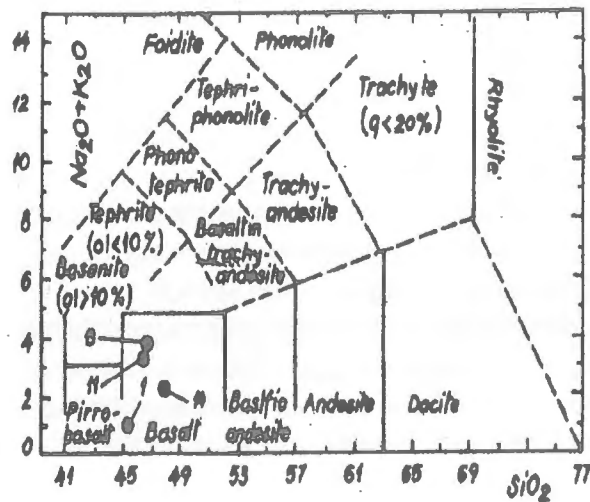


Fig.3 Diagrama TAS per klasifikimin kimik dhe nomenklaturen e shkembinjve vullkanike (Sipas Le Bas 1986)
- Vullkanite te rajonit te Rubikut

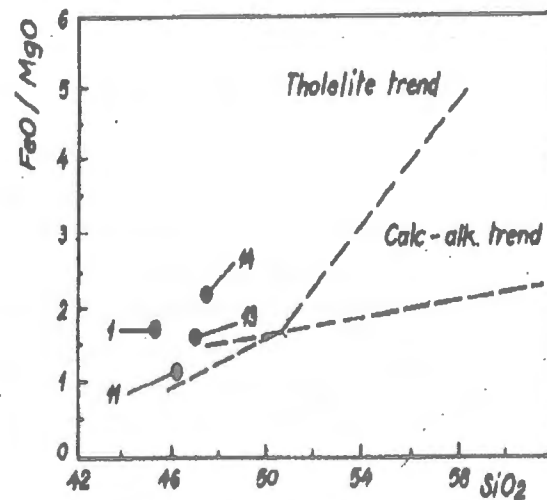


Fig.4 Diagrama Fe/MgO per percaktimin e serise magmatike
- Vullkanite te rajonit te Rubikut

Veçanerisht interesante është përmbajtja e TiO₂ në sektore të ndryshëm të rajonit. Ndersa në dy sektore kemi një përmbajtje të lartë të TiO₂, respektivisht 1.26 % dhe 1.59 %, në dy sektore të tjera, përmbajtja është me e ulët se 1 %, respektivisht 0.66 % dhe 0.79 %. Megjithatë në diagramën TiO₂-K₂O, për përcaktimin e ambientit gjeokimik të formimit (sipas Mirakov 1991), ato bien pothuajse në të njëjtin fushe, në fushën e tretë që përcakton qendra të spreadingut (fig.5).

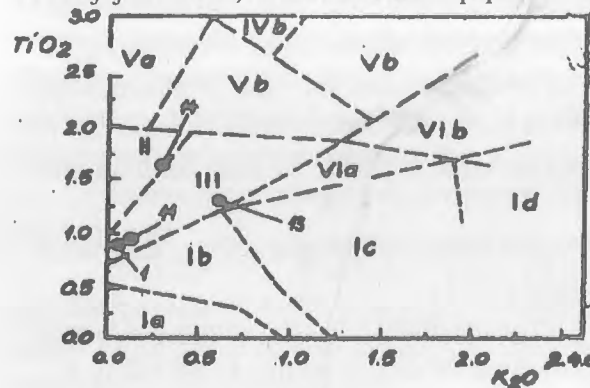


Fig.5 Diagrama TiO₂ - K₂O per percaktimin e ambientit gjeokimik te formimit (Sipas Mirkov Yv. V. 1991)
I- Harqe ishullore
II- Kurrizore mesoqeanike, qendra te spreadingut te pasharkut, rife kontinentale
III- Qendra te spreadingut te pasharkut dhe thyerje transformuese
IV- Ishuj oqeanike (IVa- Toelite, IVb- Shkembinj subalkalinor)
V- Ishuj oqeanike dhe zona aktive platformike (Va- Toelite, Vb- Shkembinj subalkalinor)
VI- Zona aktive platformike (VIa- Toelite, VIb- Shkembinj subalkalinor)

Mosha e formacionit vullkanogjeno-sedimentar ka qenë mjaft e diskutueshme për një kohë të gjatë.

Në vitet 90', përcaktimet e radiolariteve në sedimentet e këtij formacioni, kanë saktësuar kohën e formimit të tij. Në një kampion të silicoreve radiolaritike në vendburimin e Rubikut, përcaktohet mosha karnian i siperm-norian të T₃ (Kodra etj. 1994). Në mënyrë të pavarur, në të njëjtin formacion, përcaktohet e njëjta moshe (Hoxha 1995).

Në kampion R I*** 3, të marrë në një radiolarit brenda formacionit vullkanogjeno-sedimentar në Katundin e vjeter, përcaktohen: Capnuhosphaera sp. cf. C. triassica De Wever, Capnodoce sp., Livarella sp., Sepsagon ap. Keto specie i japin këtij radiolariti një moshe norian i vonshem.

Po kështu në kampionin R. 10***, në Qaf Kingjel, përcaktohen: Capnuhosphaera triassica De wever, Capnuhosphaera sp. cf. c.triassica De Wever, Capnuhosphaera lea De Wever, Capnuhosphaera sp., Vinassasponus (?) sp., Spongosaturnalis sp., Xiphoteca sp., Nga prezenca e Capnuhosphaera lea De Wever datohet mosha karnian i vonshem

Nga të dhënat e mesiperme rezultojnë se kufiri i poshtëm i formacionit vullkanogjeno-sedimentar është karnian i vonshem. Kufiri i siperm në rajon nuk është përcaktuar, për në rajone të tjera ku përhapet ky formacion si në Palaj-Karme, ky kufi është përcaktuar si JI (Kodra etj. 1994).

4. Shkembijte intruzive

Keta shkembinj kanë përhapje të konsiderueshme në rajon dhe përfaqësohen nga llojet shkembore të ultrabazikeve: dunitet plagioklazike, troktolit dhe serpentinitet e rrjedhura nga harchurgitet dhe lercolit verlitet. Marrëdhëniet e tyre me shkembinjte rrethues janë gjithmone tektonike. Pyka tektonike të serpentiniteve, që kanë ndërprerë shkembinjte rrethues, takohen pothuajse në të gjithë formacionet që ndërtojnë rajonin, apo edhe në kontaktet ndërmjet tyre.

5. Tektonostratigrafia.

5.a. Zhvillimi paleogeografik e gjeodinamik i rajonit te Rubikut

Historiku i zhvillimit të rajonit fillon që gjatë permo-triasikut të poshtëm, megjithatë ketodepozitime nuk takohen. Në këtë periudhë kemi fillimin e riftezimit. Thyerje të thella, që zbrasin deri në mantel, ndërpresin koren kontinentale dhe neper të ngjiten erupsione vullkanike bazike dhe me pas mesataro-acide, që kanë karakter kalcium-alkalinor, me prirje alkaline e përmbajtje të rritur, T₁ (Kodra 1989).

Gjatë T₂ vazhdon një diferencim i ngadalshëm i basenit dhe formohen depozitimet karbonatike me silicore e silicore radiolaritike, dhe në fund të tij fillojnë të duken shenjat e para të veprimtarisë vullkanike.

Në fillim të T₃, gjatë karnianit të hershëm e të mesëm, rajoni i është nënshtruar një ngritje të fuqishme, ku në kushtet e një deti të cekët, levizjeve tektonike të fuqishme formohet pako argjilite me copa. Masa të mëdha të gelqeroreve të ladinianit, të silicoreve radiolaritike të vullkaniteve, të ngjitura neper thyerjet riftore, shkaterrohen dhe ridepozitohen në formën e copave apo blloqeve.

Në fund të karnianit, diferencimi i basenit është maksimal duke formuar kurrizoret dhe depresionet anash tyre. Gjatë kësaj kohe, në depresionet, aktivizohen intensivisht thyerjet e riftezimit dhe nepernjt tyre fillojnë e derdhen, fillimisht mbi melanzh, shkembinjte vullkanogjene të përfaqësuar nga bazaltet.

Gjatë norianit, në kurrizore, formohen depozitime neritike karbonatike, ndersa në depresionet, anash tyre, formohen ndërthurje të bazalteve me horizonte sedimentare radiolaritesh apo argjilash duke formuar formacionin vullkanogjeno-sedimentar (fig. 6a). Gjatë gjithë retianit dhe liasit ka vazhduar hapja oqeanike me një shpejtësi të vogël, tregues i se ciles është vete formacioni vullkanogjeno-sedimentar. Për shpejtësi të vogël flasin edhe fragmentet mantelore të kores oqeanike primitive (lercolitike), që takohen në rajon (Boudier and Nicolas 1985). Pas fazes së parë të hapjes, formacioni

***Keto përcaktime janë kryer në Qendren e Studimeve të Gjeologjise se Apenineve nga Prof. M. Marcucci

vullkanogjeno-sedimentar zhvillohet mbi një kore të mirefillte oqeanike (fig.2 c).

Gjate J_2 shpejtësia e zgjerimit të oqeanit rritet. Formacioni vullkanogjeno-sedimentar, në keto kushte, kalon gradualisht në bazalte masive e jastekore. Në kurrizoret, të cilat gjatë J_2 janë ulur perseri, formohen depozitime pelagjike karbonatike, ndërsa mbi koren oqeanike sedimentet përfaqesohen nga tufe hinore, silicore radiolaritike, argjilo-silicore etj. Në zonat anësore ka vazhduar sedimentimi dhe janë formuar trashësi të konsiderueshme karbonatesh.

5.b. Levizjet orogjenike

Gjate zhvillimit të tij rajoni, ashtu si gjithë Albanidet, është përfshirë nga disa orogjeneza me kryesoret e të cilave janë: 1. orogjeneza kimerike e vonshme dhe 2. orogjeneza pirenjase.

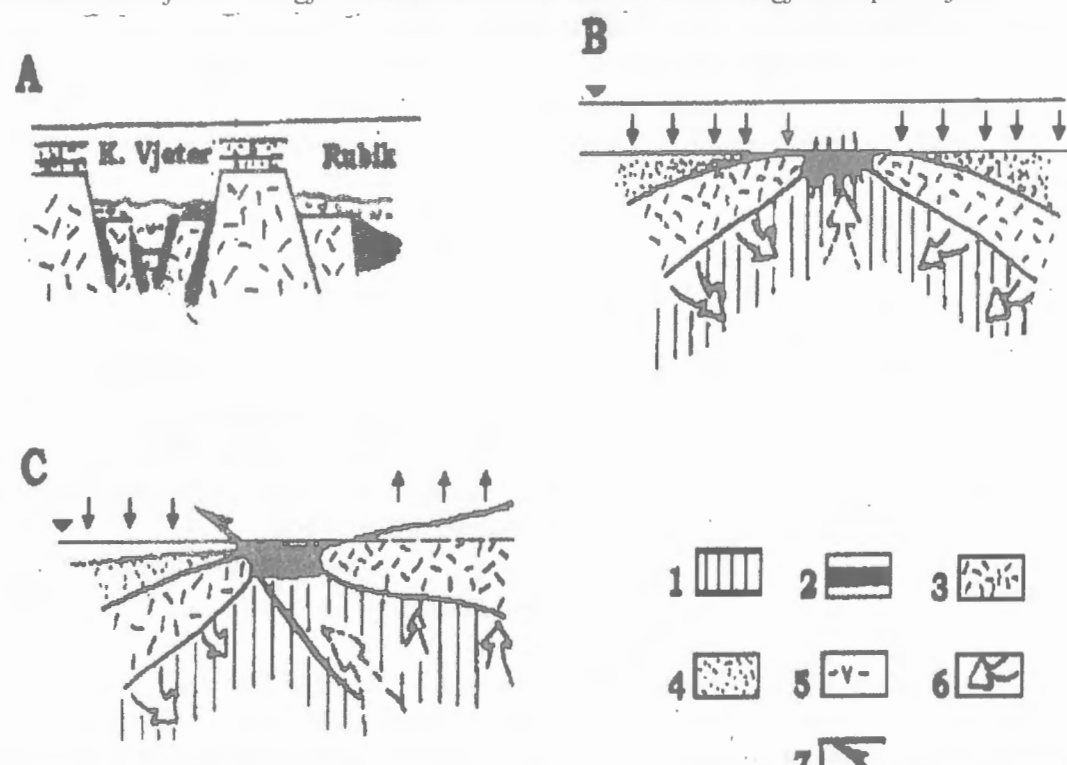


Fig.6 A -Skeme e formimit të depozitimeve të formacionit vullkanogjeno-sedimentar dhe gelqeroreve neritike gjatë $T_3 - J_1$

B - Gjeodinamika e Albanideve në $J_3 - Cr_1$. C - Gjeodinamika e Albanideve në Eocen
1. Manteli, 2. Kore oqeanike, 3. Kore kontinentale, 4. Sedimente, 5. Formacioni vullkanogjeno-sedimentar

5.b.1. Orogeneza kimerike e vonshme J_3-Cr_1

Rritja e sedimenteve në koren kontinentale në të dy krahet e hapjes oqeanike të Mirdites, gjatë jurasikut u shoqërua me uljen e kores dhe njëkohësisht kompresimin e uljeve me sedimente të tjera. Rritja e trashësisë së sedimenteve sjell njëkohësisht rritjen e vazhdueshme të presioneve të kores kontinentale në të dy krahet, mbi pjesët e sipërme të mantelit; presione këto që përqendrohen në koren oqeanike. Si pasojë e këtyre presioneve në J_3-Cr_1 kanë ndodhur thyerje të kores oqeanike dhe ngritje vertikale të blloqeve të saj. Në këto mënyre, këto thyerje kanë ballafaquar pranë njëra-tjetres, pjesë të mantelit me nivele të ndryshme të kores oqeanike (fig. 6 B). Si pasojë e shkatërrimit të blloqeve të ngritura, formohet në Mirditen Qendrore pako argjilite me copa, e cila vendoset mbi nivele të ndryshme të vullkaniteve. Në sektoret periferike, siç është rajoni ynë, formohet flishi konglobrekçior-ranorik-ofiolitik (Spaho 1997). Po kështu pykat e serpentineve, që takohen në rajon e zgjaten për kilometra të tere në forme rripash, janë ngritur neper thyerjet e trashëguara dhe të riaktivizuara, duke ndërprerë të gjitha formacionet e tjera.

5.b.2. Orogeneza Pirenjase Pg_2-Pg_3

Mekanizmi i orogjenezes pirenjase është i ngjashëm me atë të orogjenezes kimerike të vonshme, por njëkohësisht paraqet edhe disa karakteristika të veçanta.

Gjate kësaj faze, në zonat perendimore, vazhdojnë të formohen sedimente me trashësi të mëdha, ndërsa në lindje të Mirdites në zonen e Korabit, e cila tashmë është mbi sipërfaqen e detit, jo vetëm që nuk ka sedimentim, por vazhdojnë të shkatërrohen depozitimet me të vjetra, duke sjelle hollimin e kores dhe zvogelimin e presionit të saj (fig.6c).

Në këto mënyre, presionet astenosferike që veprojnë mbi koren oqeanike, nuk janë më vertikale, por me një drejtim perendimor, dhe rezultat i tyre është mbihipja e kores oqeanike mbi atë kontinentale, konkretisht mbi depozitimet flihoodale Cr_2-Pg_1-2 . Po kështu edhe në vetë koren oqeanike, duhet të ketë levizje të këtij karakteri, që shpesh janë mbivendosur mbi levizjet e orogjenezave me të hershme.

5.b.3 Disa efekte të tjera të levizjeve orogjenike

Orogjenezat e ndryshme, që kanë përfshirë rajonin gjatë historisë së zhvillimit të tij, kanë lënë gjurmë dhe janë pasqyruar në mjaft dukuri e formacione gjeologjike, efektet e të cilave shihen mjaft qartë edhe sot.

Rrudhosja dhe thyerja e gelqeroreve të T_3-J_1 . Gjatë orogjenezes kimerike të hershme, në T_3-J_1 rajoni iu nënshtrua një rrudhosje të fuqishme. Gelqeroret neritike masive, të vendosur mbi pakon argjilite me copa, dhe kjo e fundit, si dy formacione gjeologjike me veti mekanike të ndryshme, pësuan deformacione të shkallëve të ndryshme.

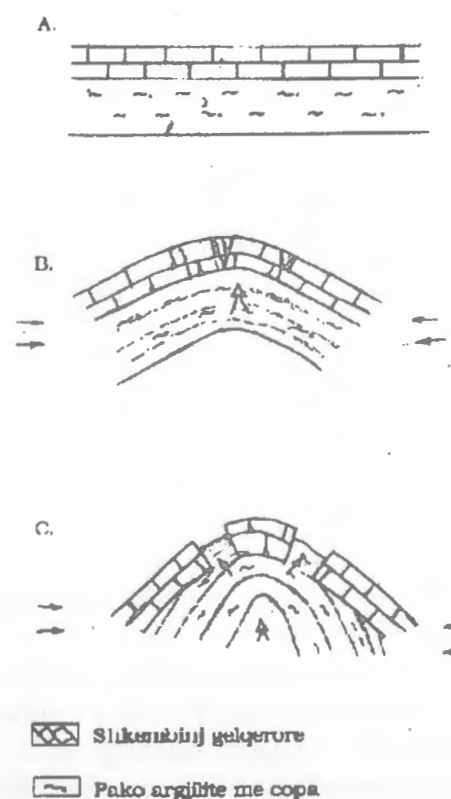


Fig.7 Model i rrudhosjes së pakos argjilite me copa dhe gelqeroreve

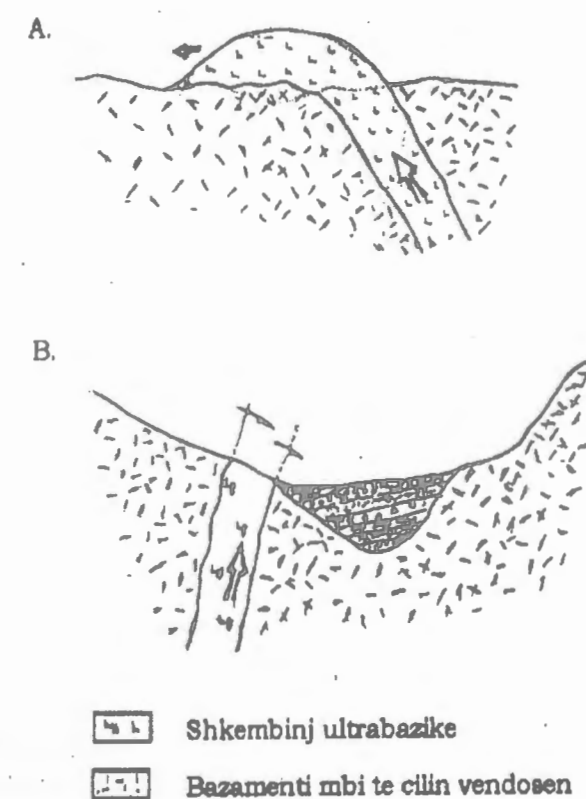


Fig.8. Formimi i mbulesave të shkembinjve ultrabazike - A dhe flishit konglobrekçie - ranorik - ofiolitik - B

Pako argjilite me copa, e përbërë në masën më të madhe të saj nga argjila plastike, iu nënshtrua një rrudhosje me të fuqishme, ndërsa rrudhosja e gelqeroreve u shoqërua me thyerje të tyre spastime

dhe rrotullime të blloqeve. Në kufirin ndares midis tyre u shfaq një diskordance këndore, për shkak të këtyre efekteve. Si rezultat i komponentit veikal të deformimeve masa të pakos argjilite me copa, në zonat e thyerjeve, u ngriten lart (fig. 7).

Formimi i flishit konglobrekçie ranorik ofiolitik dhe mbulesave të shkëmbinjve ultrabazike

Intensiteti i ngritjes së serpentiniteve, të përshkruara më lart, pasqyrohet mjaft qartë në litologjinë e formacionit konglobrekçie-ranorik ofiolitik, ku alternimi i shtresave me granulometri të trasha me ato të imet e deri mergelore, tregon për shpejtesë të ndryshme të ngritjes gjatë orogjenezes kimerike të vonshme në J₃-Cr₁.

Relacionet midis serpentiniteve me ambientin rrethues, varen në një masë të konsiderueshme dhe nga faktore të tjera, përveç shpejtesisë së ngritjes. Kështu një ndikim të rëndësishëm kanë dhe këndi i ngritjes, madhësia e tij, thellesia e basenit etj.

Në rastet kur shpejtesia e ngritjes është e madhe, madhësia e trupit të konsiderueshme, këndi i bute, trupi serpentinitik nuk ka kohë të shkaterrohet, por mbihidhet mbi ambientin rrethues duke formuar mbulesa. Në raste të tjera, kur këndi është i fortë, shpejtesia relativisht e madhe dhe baseni i cekët, ai shkaterrohet duke formuar konglobrekçiet ranorike ofiolitike pranë tij. Këto formacione, i cili ka përhapje të kufizuar, në të takojmë në Qaf-Sul, të ruajtur nga erozioni për shkak të mbulimit nga levizje të mëvonshme tektonike. (fig. 8). Në rajonet jugore të zonës Mirdita, ky formacion, ka një përhapje mjaft të madhe (Pulaj 1985).

6. Perfundime

Historiku i zhvillimit të rajonit të Rubikut dhe vetë zonës strukturale faciale "Mirdita" fillon në fund të T₂, kohë në të cilën shfaqen shenjat e para të thyerjes së kores kontinentale dhe fillimet e magmatizmit mesozoik. Hapja oqeanike u krye në fillim me një shpejtesë të vogël, tregues i se ciles është formacioni vullkanogjeno-sedimentar dhe më pas me një shpejtesë më të madhe, kohë në të cilën u formua kompleksi ofiolitik.

Ofiolitet e zonës "Mirdita", ashtu si edhe vetë "Albanidet", i janë nënshtruar disa orogjenezave të cilat kanë lënë gjurmë në sedimentet e formuara, si dhe në strukturat rrudhosese e shkeputese. Tregues të tyre janë edhe depozitimet e pakos argjilite me copa, të formuara në kohë gjeologjike të shkurtra dhe që reflektojnë intensitete të larta levizjesh tektonike. Pako argjilite me copa, e vendosur në periferi të zonës "Mirdita" dhe e lidhur në kohë e hapësirë me gelqeroret neritike dhe formacionin vullkanogjeno-sedimentar T₃-J₁ është formuar në karnian, në fillim të orogjenezes kimerike të hershme; ndërsa pako argjilite me copa, e vendosur mbi shkëmbinjte vullkanogjene të ofioliteve të "Mirdites Qendrore", është formuar në fillim të orogjenezes kimerike të vonshme të J₃-Cr₁.

7. Literatura

- Boudier F., and Nicolas A. (1985) - *Harcburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments earth planet*. Sci. Lett, 76, 84, 92.
- Gjata Th., Kici V., Marku D., Meço S. (1988) - *Fakte të reja biostratigrafike që saktësojnë moshën e depozitimeve karbonato-silicore të kornizave karbonatike të zonës Mirdita (Albanidet Lindore)*. B.SH.Gj. Nr.2.
- Hoxha L., Lula P., Zaçe M. (1977) - *Raport: Mbi ndertimin gjeologjik dhe mineralizimin sulfur të rajonit Rubik-Vele (sipas punimeve tematike të kryera gjatë vitit 1976)* FNGJ Rubik
- Hoxha L., Gjeçi K., Jonuzi S. (1981) - *Raport: Mbi rezultatet e punimeve të kerkim zbulimit dhe llogaritjen e rezervave të vendburimit Rubik (me gjendje 1.1.1891)* FNGJ Rubik
- Hoxha L. (1990) - *Efektet e tektonikes shkeputese e zhvendosese për kerkimin e mineralizimeve sulfure në rajonin Rubik-Vele*. B.SH.Gj. Nr.1.

- Hoxha L., (1995) - *Sulphide mineralizations of Albanian ophiolite volcanics*. BSHGJ Nr. 1.
- Jacobshagen V. (1986) - *Geologie von Griechenland*. Gebruder Borntraeger. Berlin. Stuttgart.
- Kodra A. (1988) - *Riftezimi i kores kontinentale Mirditore dhe fazat e para të zgjerimit oqeanik gjatë jurasikut*. B.SH.Gj. Nr.4.
- Kodra A., Gjata K. (1989) - *Evolucioni Mesozoik i Albanideve të brendeshme dhe fazat e para të zgjerimit oqeanik gjatë jurasikut* B.SH.GJ.Nr.4
- Marcucci M., Kodra A., Pirdeni A., Gjata Th. (1994) - *Radiolarian assemblages in the Triassic-Jurassic cherts of Albania*. *Ofioliti* 19 (1).
- Neellov N.A. (1951) - *Gjeologjikeskoe stroenie zapadnoi çasti basjeina reki Fandi v Narodnoi Respublike Albani 1951 g*. Fondi Nd.Gj. Rubik.
- Mustafa F. (1967) - *Ndertimi gjeologjik dhe mineralet e dobishme të rajonit Qaf-Kingjel*. FNGJ Rubik
- Robertson A.H.F (1991) - *Origin and emplacement of an inferred late Jurassic subduction-accretion complex, Eubaea, eastern Greece*. Geol. Mag. 128(1)pp. 27-41.
- Spaho M., Zhupa R., Jonuzi S. (1986) - *Raport mbi rezultatet e punimeve të kerkim-zbulimit dhe llogaritjen e rezervave të vendburimit Rubik me gjendje 1.1.1986* F.Nd.Gj. Rubik.
- Spaho M. (1997) - *Ndertimi gjeologo-strukturor dhe mineralizimi sulfur i rajonit Rubik-Vele*. F.I.S.P.Gj. Tirane.
- Shallo M. (1979) - *Skeme e stratigrafise se formimeve vullkanogjene mesozoike të zonës tektonike të Mirdites*. B.SH.Gj.
- Shallo M., Çina A., Turku I. (1995) - *Outline of the metallogeny of the Albanian MOR and SSZ-type ophiolites*.
- Pulaj H. etj. (1985) - *Studim: Ndertimi gjeologjik dhe mineralet e dobishme të rajonit Guri i Topit-Polis-Guri i Muzhaqit*. F.I.S.P.GJ.Tirane.

8. Abstract

This paper gives data on geological setting of Rubiku area. The volcano - sedimentary formation and neritic limestones are both of T32 - J1 age and occur in the melange formed in T31 (Karnian). The forming at the same time of two different formations happened in an environment clearly differentiated into ridges and trenches; the neritic carbonatic sediments are set in the ridges and in the trenches. During oceanic spreading, the volcano - sedimentary formation formed with low speed, and this later then developed on an authentic oceanic crust.

During the Late Kimmerian orogenesis (J3 - Cr1) as a consequence of the faulting and rifting of the oceanic crust into blocks, a new block-in-matrix melange was formed. The last one, on different levels of the volcanics of the Central Mirdita zone. The faults have mutually faced different parts of oceanic crust and mantle sequences.

During Eocene, as a result of Pyrennean orogenesis, oceanic crust sectors and continental sequences are overthrust on the new flyschoidal deposits of the Krasta - Cukali Zone.