



**REPUBLIKA E SHQIPËRISË
UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS
FAKULTETI I GJEOLOGJISË DHE I MINIERAVE**



MODELI GJEOLOGO – TEKTONIK DHE FLUIDMBAJTJA E RAJONIT KRESHPAN – VERBAS NËN DRITËN E TË DHËNAVE SIZMIKE 3D

Disertacion i paraqitur në:

Fakultetin Gjeologjisë dhe i Minierave

Universiteti Politeknik i Tiranës

Në përputhje të plotë

Me kërkesat

Për gradën Doktor

Universiteti Politeknik i Tiranës

Përgatitur nga:

MSc. Dhurata NDREKO

Udhëheqës shkencor:

Prof. Dr. Shaqir NAZAJ

Prof. As. Agim MËSONJËSI



REPUBLIKA E SHQIPËRISË
UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS
FAKULTETI I GJEOLOGJISË DHE I MINIERAVE



Copyright
i
Dhurata Ndreko
2021



REPUBLIKA E SHQIPËRISË
UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS
FAKULTETI I GJEOLOGJISË DHE I MINIERAVE



Udhëheqësit e MSc Dhurata Ndreko vërtetojnë se ky është versioni i miratuar i disertacionit të mëposhtëm:

**MODELI GJEOLOGO – TEKTONIK DHE
FLUIDMBAJTJA E RAJONIT KRESHPAN – VERBAS NËN
DRITËN E TË DHËNAVE SIZMIKE 3D**

Prof. Dr. SHAQIR NAZAJ

Prof. Asoc. AGIM MËSONJËSI



**REPUBLIKA E SHQIPËRISË
UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS
FAKULTETI I GJEOLOGJISË DHE I MINIERAVE**



**MODELI GJEOLOGO – TEKTONIK DHE
FLUIDMBAJTJA E RAJONIT KRESHPAN – VERBAS NËN
DRITËN E TË DHËNAVE SIZMIKE 3D**

Përgatitur nga:

MSc. DHURATA NDREKO

Disertacion i paraqitur në:

Fakultetin Gjeologjisë dhe i Minierave

Universiteti Politeknik i Tiranës

Në përputhje të plotë

Me kërkesat

Për gradën Doktor

Universiteti Politeknik i Tiranës

Qershor, 2021



REPUBLIKA E SHQIPËRISË
UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS
FAKULTETI I GJEOLOGJISË DHE I MINIERAVE



Dedikuar

Ilirit dhe fëmijeve të mi Ailin e Lucas.



REPUBLIKA E SHQIPËRISË
UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS
FAKULTETI I GJEOLOGJISË DHE I MINIERAVE



Falënderim

Pas një kohe të gjatë duke punuar për përgatitjen e këtij punimi ja ku vjen dhe fundi dhe nuk me ngelet gje tjetër vetëm të falenderoj të gjithë ata që me kanë ndihmuar dhe inkurajuar për të arritur deri këtu.

*Mirënjohje dhe falenderim pafund shkon për profesorët e mi udhëheqës **Prof. Dr. Shaqir Nazaj** dhe **Prof. Asoc. Agim Mësonjësi** për këshillat dhe ndihmesën e të cilëve nuk do të kisha arritur në reazimin e këtij punimi. Mirënjohëse gjithëmon!*

*Një falenderim tjetër shkon për dekanin e fakultetit **Prof. Dr. Vasil Jorgji** dhe përgjegjësin e Departamentit të “Gjeologjisë së zbatuar dhe i Gjeoinformatikës” **Prof. Dr. Kristaq Muska** si dhe profesorët **Prof. Dr. Përparim Hoxha**, dhe **Prof Asoc. Shkëlqim Daja** për gjithë mbështetjen që me kanë dhënë.*

*Nga zemra falenderoj profesoren dhe tani dhe kolegen **Dr. Elsa Dindi (Shehu)** për mundësin dhe përkrahjen e pa kufij që me ka dhënë në të gjithë këto vite, përherë mirenjohëse.*

Falenderoj gjithashtu profesorët e mi në “Departamentin e Shkencave të Tokë” për këshillat që më kanë dhënë gjatë prezantimeve të punimit të doktoraturës.

*Nuk mund të lë pa falenderuar **Prof. Dr Arqile Berberi** dhe shokun tim **Ing. Bledi Alla** nga kompania Bankers Petroleum për ndihmën e tyre të papërtuar për çdo informacion të kërkuar.*

*Një falenderim pafund shkon për **babain tim** që më udhëheq dhe këshillon nga atje lart për të ecur përpara.*

*Gjithashtu nuk mund të mos falenderoj **Ilirin** që më ka qendëruar pranë në çdo hap që kam hedhur, për përkrahjen dhe mbështetjen e tij të pamasë, femijet e mi **Ailin dhe Lucas** pa të cilët nuk do mund të kisha arritur në fund të këtij rrugëtimi të vështirë.*

Faleminderit të gjithëve!



REPUBLIKA E SHQIPËRISË
UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS
FAKULTETI I GJEOLGJISË DHE I MINIERAVE



Deklaratë mbi origjinalitetin

Dhurata Ndreko

Deklaroj se kjo tezë përfaqëson punën time origjinale dhe nuk kam përdorur burime të tjera, përveç atyre të evidentuara nëpërmjet citimeve.

Të gjitha të dhënat, tabelat, figurat dhe citimet në tekst, të cilat janë riprodhuar prej ndonjë burimi tjetër, duke përfshirë dhe internetin, janë pranuar në mënyrë eksplicite si të tilla.

Jam i/e vetëdijshëm (vetëdijshme) se në rast të mospërputhjeve, Senati i UPT-së është i ngarkuar të më revokojë gradën “Doktor”, që më është dhënë mbi bazën e kësaj teze, në përputhje me

“Rregulloren e Programeve të Ciklit të tretë (Doktoratë) në UPT”, datë 25.06.2019 neni 13.

Vendi, data

Firma

PËRMBAJTJA E LËNDËS

1	VENDOSJA E RAJONIT NË KUADRIN REGJONAL	10
1.1	Hyrje	10
1.2	Studimet e kryera më parë në rajonin e studimit	11
1.3	Historiku i prodhimit të naftës në rajonin e Kreshpan–Patos–Verbas.....	14
2	METODIKA E PUNËS	15
2.1	Metodika e ndjekur për interpretimin e të dhënave	15
3	SIZMIKA 3D	17
3.1	Të dhëna mbi sizmikën 3D	17
4	STRATIGRAFIA	22
4.1	Hyrje	22
4.2	Formacioni Evaporitik	23
4.2.1	Depozitimet e Permo-Triasit	23
4.3	Formacioni karbonatik.....	24
4.3.1	Depozitimet karbonatike të facies neritike	25
4.3.2	Depozitimet karbonatike të facies pellagjike.....	26
4.4	Formacioni terrigjen	29
4.4.1	Depozitimet e Neogjenit.....	30
5	TEKTONIKA	38
5.1	Të dhëna të përgjithëshme	38
5.2	Vargu strukturor Hekal–Patos–Verbas	40
5.3	Vargu strukturor Cakran-Kreshpan	42
5.4	Modeli gjeologo – tektonik i rajonit	44
5.4.1	Modeli gjeologo – tektonik i katit të poshtëm strukturor	44
5.4.2	Modeli gjeologo – tektonik i katit të sipërm strukturor	52
6	NEOTEKTONIKA.....	56
6.1	Hyrje	56
6.2	Historiku i tërmeteve në rajonin e studimit	56
6.3	Sizmiciteti në rajonin e Patos–Verbasit.....	57
7	ZHVILLIMI PALEOTEKTONIK I RAJONIT	62
7.1	Hyrje	62

7.2	Fazat kryesore të zhvillimit paleotektonik të katit të poshtëm strukturor	63
7.3	Fazat kryesore të zhvillimit paleotektonik të katit të sipërm strukturor	66
8	FLUIDMBAJTJA.....	69
8.1	Naftëgazmbajtja.....	69
8.2	Karakteristikat e rezervuarve naftëmbajtës.....	70
8.2.1	Karakteristikat e rezervuarëve në formacionet karbonatik.....	70
8.2.2	Karakteristikat e rezervuarëve në formacionet ranorike.....	71
8.3	Vendburimit kryesore të naftës.....	71
8.3.1	Vendburimi i Visokës në formacionin karbonatik	72
8.3.2	Vendburimi i Patos–Marinzës në formacionet ranore	72
8.4	Kushtet hidrogeologjike të formimit e shtratimeve të naftës	82
8.4.1	Veçoritë gjeohidrodinamike	83
8.5	Vetit e fluideve	84
8.5.1	Vetit fiziko – kimike të naftës në formacionin Marinza.....	84
8.5.2	Vetit fiziko – kimike të naftës në formacionin Driza	84
8.5.3	Përbërja kimike e ujërave në vendburimet e naftës	84
8.6	Klasifikimi gjenetik i ujërave të naftës.....	85
8.6.1	Tipet e ujërave në formacionet naftëgasmbajtëse të Patos-Marinzës..	86
8.6.2	Karakteristikat hidrokimike të formacionit Driza	100
9	PËRFUNDIME.....	107
10	LITERATURA.....	111

LISTA E FIGURAVE

Figura 1-1 : Vendndodhja e rajonit të studimit Kreshpan–Patos–Verbas.....	11
Figura 1-2 : Rajoni i studimit me profilet sizmike 2D dhe pusët e shpuar	13
Figura 1-3 : Grafiku i prodhimit të naftës në vite sipas (AKBN, 2020)	14
Figura 2-1 : Bashkëlidhja e reflektoreve të ndryshëm sizmikë në profilet 3D me të dhënat faktike të marra nga pusët e shpuar në zonën e studimit	16
Figura 3-1 : Harta e vendndodhjes dhe orientimi i profileve 3D	17
Figura 3-2 : Lidhja e profileve sizmikë 3D (Google Earth , 2021).....	18
Figura 3-3 : Hartat strukturore të disa reflektorëve sizmik të lidhur me të dhënat e pusëve	19
Figura 3-4 : Harta strukturore e tavanit të Gëlqerorëve.....	20
Figura 3-5 : Harta strukturore e bazës së transgresionit Mesinian.....	20
Figura 3-6 : Harta strukturore e formacionit Driza	21
Figura 3-7 : Harta strukturore e bazës së transgresionit Pliocen	21
Figura 4-1 : Harta gjeologjike e rajonit të projektit sipas (Xhomo A., et al., 2002).....	22
Figura 4-2 : Profili sizmik T-501 ku pas kohës 3100 sek facia është kaotike	23
Figura 4-3 : Skema që tregon marrëdhëniet midis depozitimeve të zonave tektonike Jonike dhe Sazani në kohë dhe hapësirë. (Roure F, Nazaj Sh, et al, 2004)	24
Figura 4-4: Vendosi me mospërputhje e depozitimeve të Jurasikut të sipërm mbi gëlqerorët aliorë të Liasit të poshtëm–të mesëm (Bënçë, Dh.Ndreko)	27
Figura 4-5 : Depozitimet e Kretakut të sipërm (Mali i gjerë, Dh. Ndreko)	28
Figura 4-6 : Gëlqerorët të Eocenit me bitume (Kremenarë)	29
Figura 4-7 : Depozitimet e Langianit ndërthurje paketash mergëlore, gëlqerorë mergëlore dhe shtresave të ranoreve e gëlqeroreve bioklastike (Dh. Ndreko)	31
Figura 4-8 : Vendosi transgresive e depozitimeve të Seravalianit mbi gëlqerorët e Kremenarës (Ndreko Dh., 2016).....	32

Figura 4-9 : Vendosja transgresive e depozitimeve të Mesinianit mbi depozitimet më të vjetra në rajonin e Kasnicës (Dh. Ndreko).....	33
Figura 4-10 : Ndërthurja e paketave argjilore dhe ranorëve të mbushur me naftë, formacioni Marinza (Dh. Ndreko)	34
Figura 4-11 : Linza e konkrecione ranorësh karbonatik si dhe dru të fosilizuar brënda formacionit Driza (Ndreko Dh., 2016)	35
Figura 4-12 : Shtesëzimi i pjerrët dhe i gërshetuar me konkrecine ranorësh karbonatik, formacionin Driza (Ndreko Dh., 2016).....	36
Figura 4-13 : Depozitimet e formacionit Helmasi dhe Rrogozhina (Ndreko Dh., 2016) .	37
Figura 5-1 : Harta gjeotektonike e Albanideve Jugore dhe Helenideve Veriore që tregojnë marrëdhëniet midis njësive strukurore dhe Zonave Gjeologo - Tektonike (modifikuar Sipas (Dimitrios N., 2017).....	39
Figura 5-2: Profil sizmik T-201 ku vërehen ngritjet erozionale	41
Figura 5-3: Profil gjeologo–gjeofizik në jug të rajonit të studimit ku tregohet zanafilla e strukturës së Cakranit dhe marrëdhënia me linjën tjetër strukurore Hekal–Patos–Verbas me në lindje (Ndreko Dh., 2016).....	42
Figura 5-4 Profil gjeologjik në rajonin Kreshpan - Visokë	43
Figura 5-5: Kontakti midis depozitimeve të Liasit të poshtëm e të me depozitimet karbonatike nga Toariani deri në Kretak të poshtëm (BëncëDh. Ndreko)	45
Figura 5-6: Profili sizmik T - 301	45
Figura 5-7: Profil gjeologo – gjeofizik ku duken marrëdhëniet midis njësive strukurore (Ndreko Dh., 2016).	46
Figura 5-8: Profil sizmik T - 401	47
Figura 5-9: Profil sizmik L - 401	49
Figura 5-10: Interpretimi gjeologjik i profilit sizmik L-401.....	50
Figura 5-11 Profil gjeologo–gjeofizik në veri të rajonit të studimit ku duket vendosja transgresive e katit të sipërm strukturor.....	51
Figura 5-12: Vazhdimësia e strukturave të vargjeve strukturor Hekal – Patos – Verbas dhe Cakran - Kreshpan nga JL në drejtim të VP	51

Figura 5-13: Profil gjeologo- gjeofizik ku duket marrëdhënia e katit të sipërm me katin e poshtëm tektonik.....	52
Figura 5-14: Profil gjeologjik tërthor P–L ku vërehet vendosja me “onlap” e formacionit Bubullima mbi gëlqerorët e eroduar të strukturës së Patos-Verbasit.....	53
Figura 5-15: Profil sizmik L-501	54
Figura 6-1: Profil gjeologo–gjeofizik ku fronti i mbihypjes së orogjenit është në përfundim të strukturës Neogjenike të Povelçës (modifikuar sipas Sh. Nazaj)	56
Figura 6-2: Harta gjeologjike e rajonit sipas (Xhomo A., et al., 2002) me epiqendrat e tërmeteve (Instituti i Gjeoshkencave, n.d.)	58
Figura 6-3: Profil gjeologo- gjeofizik me praninë e vatrave të tërmeteve	58
Figura 6-4: Profil gjeologo- gjeofizik me praninë e vatrave të tërmeteve	59
Figura 6-5: Gjatësia në horizontalitet e pusit 5660 në formacionin Marinza (Google Earth , 2021)	61
Figura 6-6: Grifoni i vitit 2016 në vendburimin e Patos–Marinzës (Boldnews.al, 2016)	61
Figura 7-1 : Skema e buzinës Albaneze në fundin e Jurasikut të poshtëm e të mesëm....	63
Figura 7-2 : Evolucion i gjeologjik i zonës tektonike Jonike nga Oligoceni deri në Plio-Kuatarnar sipas (Roure F, Nazaj Sh, et al, 2004) (Ndreko Dh., 2016).	64
Figura 7-3 : Bllokskemë e drejtimit të ardhjes së sedimenteve në Patos–Marinzë (Ndreko Dh., 2016).	68
Figura 8-1: Një prej niveleve të shkëmbinjëve mëmë brënda prerjes karbonatike (Dh. Ndreko dhe Sh. Nazaj).....	69
Figura 8-2: Profili sizmik L - 301	73
Figura 8-3: Harta strukturore e përhapjes së formacione të ndryshme (Bubullima, Marinza, Driza dhe Gorani) në vendburimin e Patos- Marinzës (modifikuar sipas (Gjoka M., et al., 1986)	74
Figura 8-4: Dalja sipërfaqësore e formacionit Marinëza në jug të rajonit të studimit (Dh. Ndreko)	75
Figura 8-5: Formacioni bitum mbajtëse i Marinzës në monoklinalin e Kreshpanit (Kasnicë Dh. Ndreko)	76

Figura 8-6: Profil sizmik L-601	77
Figura 8-7: Dalja sipërfaqësore e formacionit Driza (bitummbajtës).....	78
Figura 8-9: Diagrama kuadrate dyfishe për gëlqerorët e strukturës së Patos–Verbasit (Ndreko Dh., 2021)	87
Figura 8-10: Varësia midis Mp dhe thellësisë për formacionin Bubullima.....	89
Figura 8-11: Diagrama kuadrate dyfishe për Objektin Marinza Nr. 1 (Ndreko Dh., 2021)	91
Figura 8-12: Diagrama kuadrate dyfishe Objekti Marinza Nr. 2 (Ndreko Dh., 2021)	93
Figura 8-13: Varësia midis Klorureve dhe thellësisë për formacionin Marinza.....	94
Figura 8-14: Varësia midis Mp dhe thellësisë për formacionin Marinza	94
Figura 8-15: Harta e klorureve për Objektin Marinza Nr.1 (2013-2015) (Ndreko Dh., 2021)	96
Figura 8-16: Harta e klorureve për Objektin Marinza Nr.1 (2017-2020) (Ndreko Dh., 2021)	97
Figura 8-17: Harta e klorureve për Objektin Marinza Nr.2 (2007-2014) (Ndreko Dh., 2021)	98
Figura 8-18: Harta e klorureve për Objektin Marinza Nr.2 (2015-2021) (Ndreko Dh., 2021)	99
Figura 8-19: Diagrama kuadrate dyfishe për formacionin Driza (Ndreko Dh., 2021) ..	102
Figura 8-20: Varësia midis klorureve dhe thellësisë për formacionin Driza	103
Figura 8-21: Varësia midis Mp dhe thellësisë për formacionin Driza.....	103
Figura 8-22: Harta e klorureve për formacionin Driza për periudhën 2010-2013 (Ndreko Dh., 2021)	105
Figura 8-23: Harta e klorureve për formacionin Driza për periudhën 2020-2021 (Ndreko Dh., 2021)	106

LISTA E TABELAVE

Tabela 6-1: Tërmetet e rënë gjatë periudhës nga 2007 - 2016 me magnitudë 3 – 4 në rajonin e Patos – Marinzës(Instituti i Gjeoshkencave, n.d.).....	57
Tabela 6-2: Tërmetet e rënë nga 2007 - 2016 me me vater të cekët rajonin e Patos–Marinzës (Instituti i Gjeoshkencave, n.d.).....	60
Tabela 8-1: Koeficientet gjenetik të klasifikimit sipas (Sulin V. A., 1946)	85
Tabela 8-2: Tipi i ujërave për depozitimet gëlqerorë sipas (Sulin V. A., 1946).....	87
Tabela 8-3: Tipi i ujërave për formacionin Bubullima sipas (Sulin V. A., 1946)	88
Tabela 8-4: Objektet e shfrytëzimit formacionit Marinza	90
Tabela 8-5: Tipi i ujërave për Objektin Marinza Nr.1 sipas (Sulin V. A., 1946)	90
Tabela 8-6: Tipi i ujërave Objektin Marinza Nr.2 sipas (Sulin V. A., 1946)	92
Tabela 8-7: Ndryshimet e klorureve në kohë për formacionin Marinza.....	95
Tabela 8-8: Nënshtrësat formacioni Driza	100
Tabela 8-9: Tipi i ujërave në formacionin Driza sipas (Sulin V. A., 1946).....	101
Tabela 8-10: Ndryshimet e klorureve në kohë për formacionin Driza	104

LISTA E SHKURTIMEVE

2D	Dy dimensionale
3D	Tre dimensionale
AKBN	Agjencia Kombëtare e Burimeve Natyrore
Be –2	Belinë – 2
Dum- 7	Dumrea- 7
G5	Gorani 5
G6	Gorani 6
IGJEUM	Instituti i Gjeoshkencave, Energjisë, Ujit dhe Mjedisit
Kr-2	Kreshpan -2
Kr-6	Kreshpan -6
Ma-1	Marinza - 1
UP	Ultësira Pranë Adriatike
Ver – 3	Verbasi – 3

LISTA E NJËSIVE MATËSE

Cp	centipnaz
km ²	Kilometër katror
km	Kilometër
mg/l	milligram për litër
M	Magnitudë
m	Metër

Parathënie

Puna për realizimin e disertacionit ka filluar gjatë përgatitjes së punimit të mikrotezës me temë **“Modeli gjeologo – tektonik i rajonit Kreshpan – Verbas nën dritën e dhënave të reja dhe naftëgazmbajtja”**.

Në këtë rajon gjendet vendburimi i naftës i Patos–Marinzës, që është vendburim disa katësor, të mbivendosur mbi njëri-tjetrin. Vendburimi i naftës i Patos–Marinzës është vendburimi më i madh në depozitimet ranore në vendin tonë. Në formacionin karbonatik në rajonin e studimit gjendet vendburimi i Visokës.

Rajoni i studimit është një ndër rajonet më të rëndësishëm naftëmbajtës në vendin tonë ose e thënë me modesti një ndër me të mëdhenjt në rajonin e Ballkanit. Rajoni ka një histori të gjatë të zhvillimit të punimeve të kërkimit dhe shfrytëzimit të tij. Si rezultat i vetë rëndësisë që ka paraqitur, në këtë rajon janë bërë shumë punime gjeologjike dhe sizmike për të evidentuar më mirë ndërtimin gjeologjik–tektonik, për të adresuar më mirë punimet për kërkimin dhe shfrytëzimin e vendburimeve në të ardhmen.

Në këtë punim në bazë të të dhënave të sizmikës 3D, të cilat janë punimet e para sizmike të këtij tipi të bëra në tokë në vendin tonë, por edhe të vrojtimeve sipërfaqësore duke i kombinuar me të dhënat e marra nga shpimi i puseve kam bërë të mundur modelin gjeologo – tektonik dhe disa karakteristika të fluidmbajtjes në rajonin e Kreshpan – Patos – Verbasit.

Rëndësia e këtij punimi disertacioni qendron në interpretimin e të dhënave të sizmikës 3D për të sqaruar modelin gjeologo -tektonik të rajonit. Gjithashtu një rëndësi e madhe i është kushtuar edhe ndryshimeve që kanë pësuar ujërat bashkëshoqëruese të naftës si rezultat i përdorimit të metodave dytësore për shfrytëzimin e vendburimit.

1 VENDOSJA E RAJONIT NË KUADRIN REGJONAL

1.1 Hyrje

Në këtë kapitull është trajtuar pak edhe në Mikrotezen (Ndreko Dh., 2016) por në këtë punim do të trajtohet me i detajuar dhe më i plotë. Shqipëria bën pjesë në brezin e rudhosur “Alpin Mesdhetar” në harkun Dinarido-Albanido-Helenik (Dinaride s.l.), pjesë e segmentit perëndimor të Mesdheut lindor.

Albanidet ndahen në dy grupime kryesore (Xhomo A., et al., 2002):

1. Albanidet e brendshme,

2. Albanidet e Jashtme.

Nga pikëpamja gjeografike vendburimi i naftës së Patos – Marinzës ndodhet në lindje të qytetit të Fierit në Shqipërinë jug-qëndrore dhe zë një sipërfaqe prej afro 24000 hektarësh (Ndreko Dh., 2016) (Figura 1-1).

Rajoni është pjesë e Buzinës Albaneze e Albanideve të Jashtme dhe i përket zonës tektonike Jonike. Zona Jonike është zona kryesore naftë gazmbajtëse e Shqipërisë. Zona Jonike ndërtohet nga një serë vargjesh strukturore të cilët janë të rudhosur dhe të mbihypur drejt perëndimit.

Rajoni i Kreshpan–Patos–Verbasit, ku është përqëndruar punimi i kësaj teze doktorature, nga pikëpamja tektonike i përket pjesës më veriore të nënzonës së Kurveleshit (zona tektonike Jonike). Ky rajon përfshin vargjet (linjat) strukturore të Hekal–Patos–Verbasit dhe Cakran–Kreshpan.

Këto vargje strukturor janë të shkëputura kryesisht në nivelin e depozitimeve evoporitike Permo–Triasike dhe të mbihypura drejt perëndimit dhe në pjesën veriore, pothuese maskojnë vargjet strukturor.

Shtratimet e naftës lidhen me depozitimet karbonatike dhe formacionet terigjene me moshë të Miocenit të sipërm katit Mesinian, ku shtratimet më të rëndësishme janë takuar në formacionet Bubullima, Marinza, Driza dhe Gorani. Vendburimi i Patos-Marinzës është dhe vendburimi më i madh i naftës në vendin tonë.

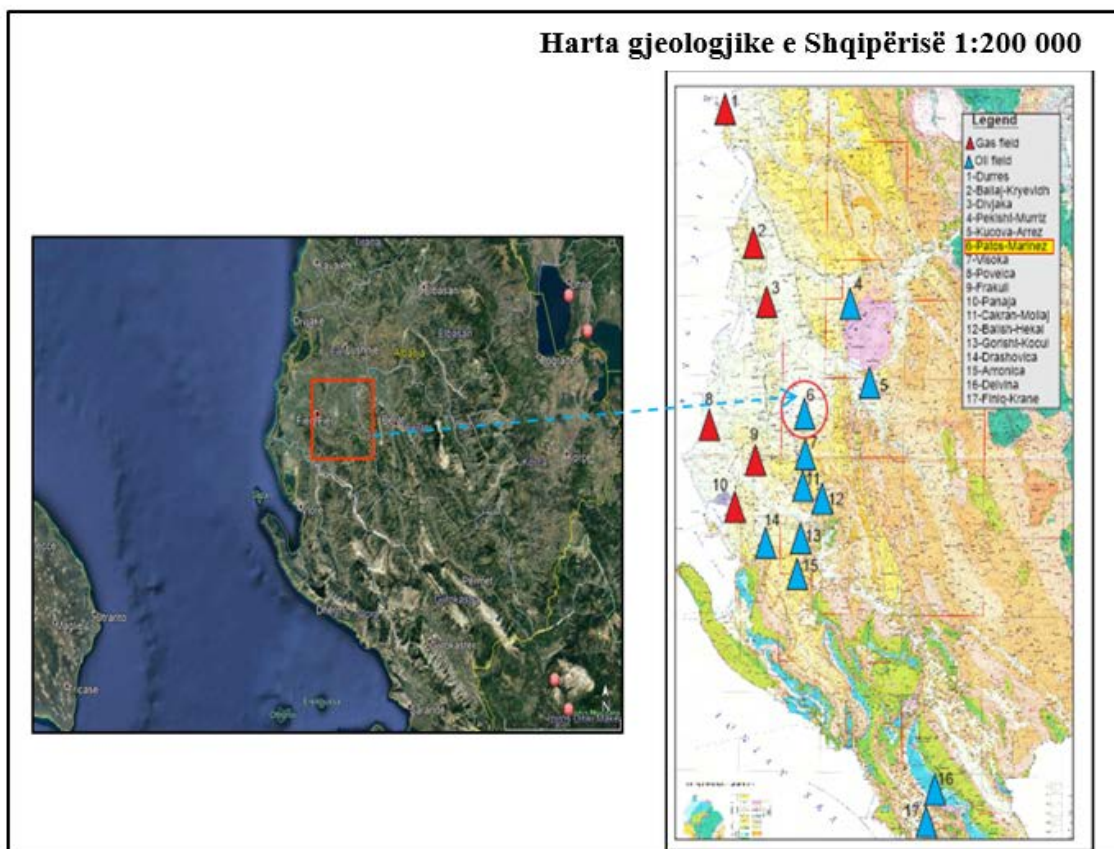


Figura 1-1 : Vendndodhja e rajonit të studimit Kreshpan–Patos–Verbas

1.2 Studimet e kryera më parë në rajonin e studimit

Studimet për kërkimin e naftës në vendin tonë i kanë fillimet e tyre që prej viteve 1920, por edhe më të hershme. Sipas arkivës së Agjencisë Kombëtare të Burimeve Natyrore (AKBN, n.d.), punimet për dokumentimin e shenjave sipërfaqësore të naftës dhe punimet e kërkimit në ato vite, janë bërë nga kompani të huaja, kryesisht ato Italiane.

Ishtë njëra nga këto kompani që në vitin 1917, në fshatin Drashovicë të Vlorës, shpoi pusin e parë të naftës në vendin tonë me thellësi 200m. Në vitin 1928, ishte pikërisht njëra prej këtyre kompanive që zbuloi vendburimin e Kuçovës në formacionet e Pliocenit. Pas përfundimit të luftës së dytë Botërore, punimet e kërkimit u intensifikuan edhe më shumë për gjetjen e vendburimeve të reja të naftës.

Punimet e kërkimit sollën zbulimin e njëpasnjëshëm të vendburimeve të naftës, ku në vitin 1957 u zbulua vendburimi i naftës i Patos-Marinzës, në vitin 1963 vendburimi i Visokës që ishte dhe vendburimi i parë i zbuluar në formacionin karbonatik, në 1967 vendburimi i Ballshit dhe në 1978 vendburimi i Cakranit (Doracaj M., Moçi A., Vongli T, 1995)

Për nga vetë rëndësia që paraqet, rajoni i Kreshpan–Patos–Verbasit ka një numër shumë të madh punimesh gjeologjike, sizmike dhe një numër shumë të madh të puseve të shpuar. I gjithë rajoni është i mbuluar, me numër shumë të madh të profileve sizmike 2D si duket edhe në Figurën 1-2. Punimet sizmike u përmirësuan vazhdimisht me avancimin e metodave të përpunimit dhe interpretimit duke rritur cilësinë dhe saktësinë e tyre.

Materiali faktik i marrë nga numri i madh i puseve të shpuar i ka dhënë mundësinë gjeologëve dhe specialistëve të naftës të kryejnë interpretime të detajuara për kërkimin dhe zbulimin e vendburimeve të naftës si edhe zgjidhjen e problematikave që kanë lindur gjatë shfrytëzimit të vendburimeve të naftës në rajonin e studimit.

Gjatë punës së përgatitjes së këtij punimi i kam kushtuar një rëndësi të madhe të gjithë materialit dhe studimeve ekzistuese për rajonin në studim, por puna është përqendruar kryesisht në interpretimin e punimeve sizmike 3D të kryera nga kompania Bankers Petroleum (Figura 3-1) të cilat janë të parat e këtij lloji të bëra në tokë në vendin tonë.

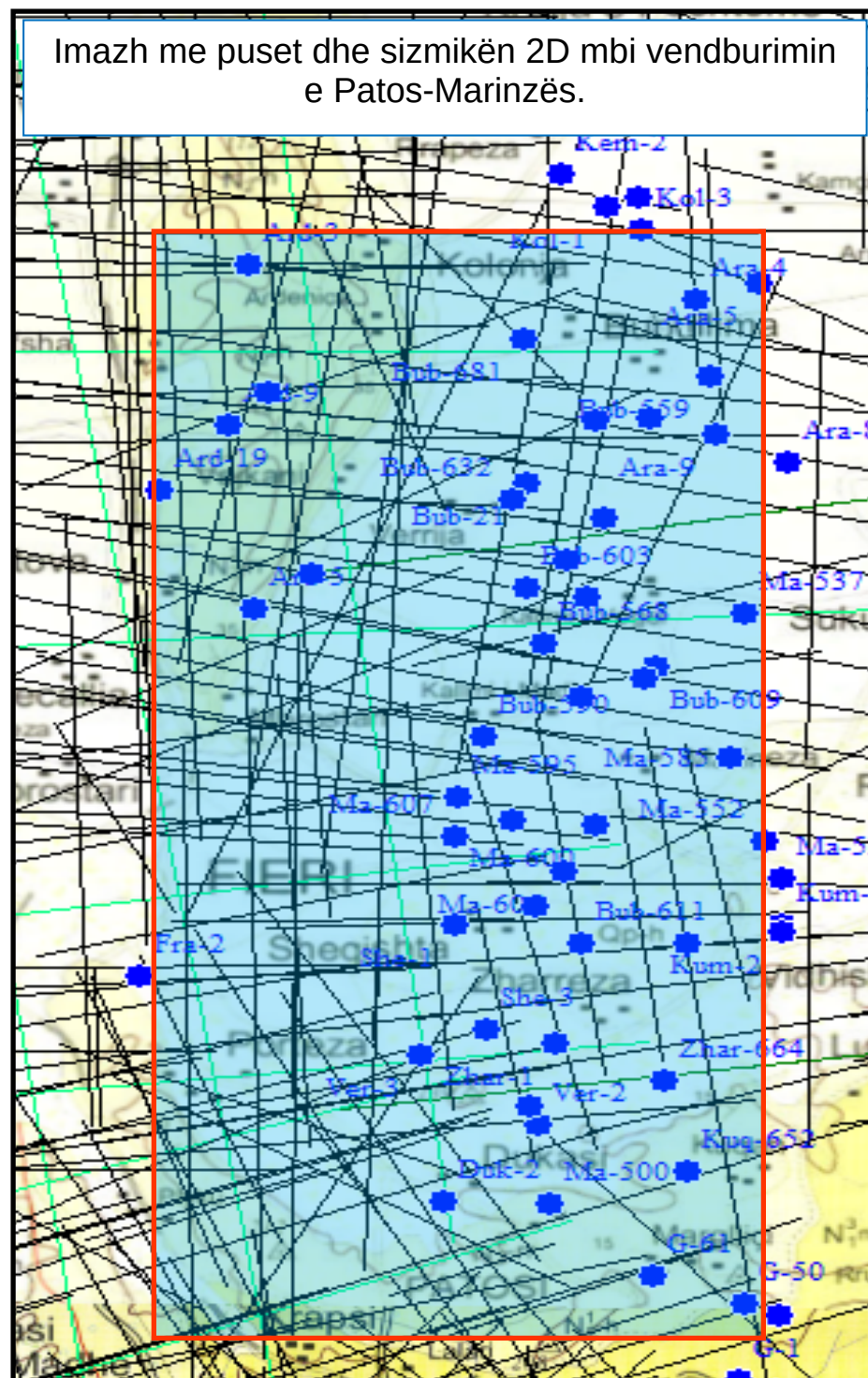


Figura 1-2 : Rajoni i studimit me profilet sizmike 2D dhe pusët e shpuar

1.3 Historiku i prodhimit të naftës në rajonin e Kreshpan–Patos–Verbas

Në rajonin e studimit gjenden vendburimet e naftës në formacionin karbonatik si vendburimi i Visokës, Ballshit dhe në formacionin terrigjen vendburimi i Patos–Marinzës. Figura 1-3 tregon që shfrytëzimi i naftës nga këto vendburime, deri në vitet 2002, sipas të dhënave të marra nga Agjencia Kombëtare e Burimeve Natyrore (AKBN, 2020) është bërë nga kompania shtetërore Albpetrol Sh.a. Pas këtij viti u lidhën marrëveshjet hidrokarbure midis kompanive të huaja dhe shtetit shqiptar.

Sipas Agjencisë Kombëtare të Burimeve Natyrore (AKBN, 2020) prodhimi më i lartë i naftës në vendin tonë për të gjitha vendburimet e zbuluar është arritur në vitin 1974 me 2.250.000 ton naftë /vit (ose 6165 ton naftë/ditë e barabartë me 38.408 fuçi/ditë).

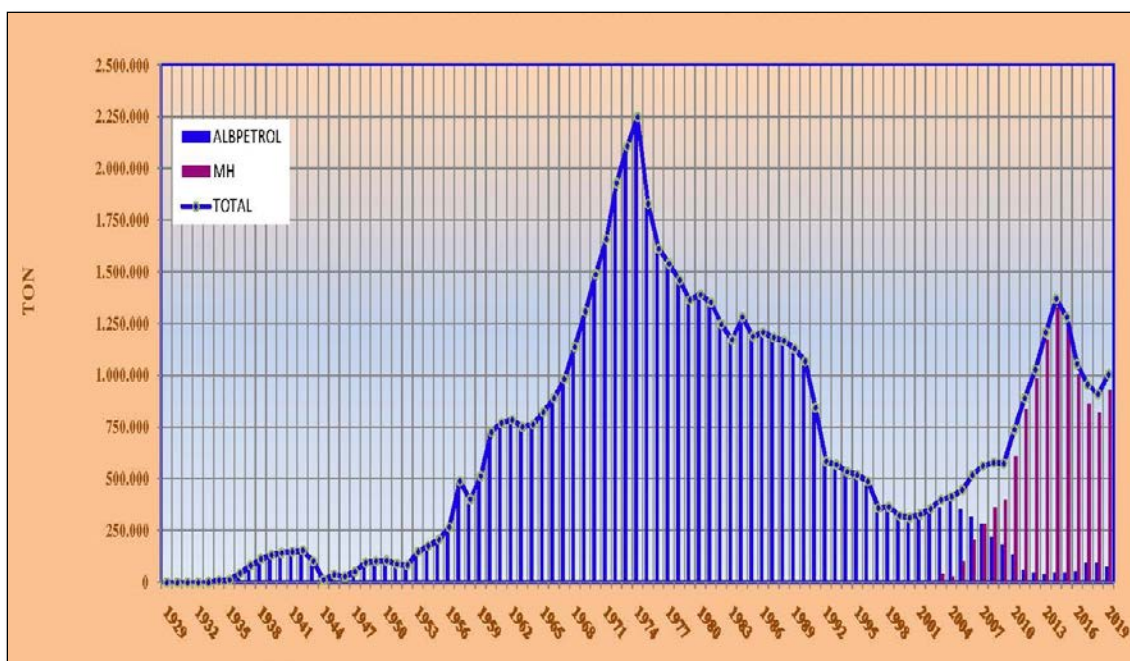


Figura 1-3 : Grafiku i prodhimit të naftës në vite sipas (AKBN, 2020)

2 METODIKA E PUNËS

2.1 Metodika e ndjekur për interpretimin e të dhënave

Për përgatitjen e kësaj teze doktrature me temë, “*MODELI GJEOLIGO – TEKTONIK DHE FLUIDMBAJTJA E RAJONIT KRESHPAN – VERBAS NËN DRITËN E TË DHËNAVE SIZMIKE 3D*” kam ndjekur një metodikë pune të ndarë në disa drejtime kryesore: në fazën e parë studimi i literaturës për rajonin dhe gjithë bibliografisë së puseve të shpuar në zonë, vrojtimet fushore dhe në interpretimin e punimeve sizmike 3D.

Puna gjatë vrojtimeve fushore është përqëndruar kryesisht në karakteristikat litologjike të formacioneve që dalin në sipërfaqe, marrëdhëniet e midis formacioneve të ndryshme, vrojtime të transgresioneve të ndryshme, të thyerjeve tektonike të vjetra dhe të reja që takohen në zonën e studimit, për të bërë të mundur zhvillimin gjeologo–tektonik që ka kaluar kjo zonë lidhur ngushtë me fluidmbajtjen.

Për të bërë interpretimin e punimeve sizmike 3D që më janë vënë në dispozicion nga kompania Bankers Petroleum Albania Ltd është ndjekur kjo metodikë pune:

- Kam hulumtuar të gjithë bazën e të dhënave të mëparshme dhe të dhënat e viteve të fundit, për rajonin e studimit, duke u bazuar edhe në literaturën aktuale.
- Të dhënat gjeologjike faktike të marra nga pusët e shpuar u hodhën në profilet sizmik 3D të cilët u printuan në shkallë 1:25000. Kjo e bëri të mundur lidhjen e të dhënave gjeologjike faktike të puseve me reflektorët sizmik për nivele të ndryshme thellësie. Në bazë të këtyre të dhënave u bënë emërtimet përkatëse duke nisur nga tavani i gëlqerorëve, bazës së transgresionit të Mesinianit, formacionin Driza dhe bazën e transgresionin të Pliocenit.
- Më pas u bë lidhja e profileve sizmikë gjatësorë me ata tërthorë siç mund ta shikojmë në figurën 2-1, duke bërë të mundur korelimin e këtyre niveleve në thellësi edhe në hapësirë nëpërmjet programit GIS (Open source).
- Interpretimi i këtyre të dhënave, më mundësoj të bëj një konfigurim të qartë të modelit gjeologo–tektonik, tipeve të kurtheve, ekranizimeve dhe të shtatimeve të naftës që takohen në zonën e studimit.
- Për të parë ndryshimet që kanë pësuar ujërat bashkëshoqëruese të naftës në zonën e studimit, si rezultat i shfrytëzimit të vendburimit të naftës në Patos–Marinzës, është bërë krahasimi i vlerave të klorureve për formacionet kryesore naftëmbajtëse si Bubullima, Marinza dhe Driza në periudha kohore të ndryshme.

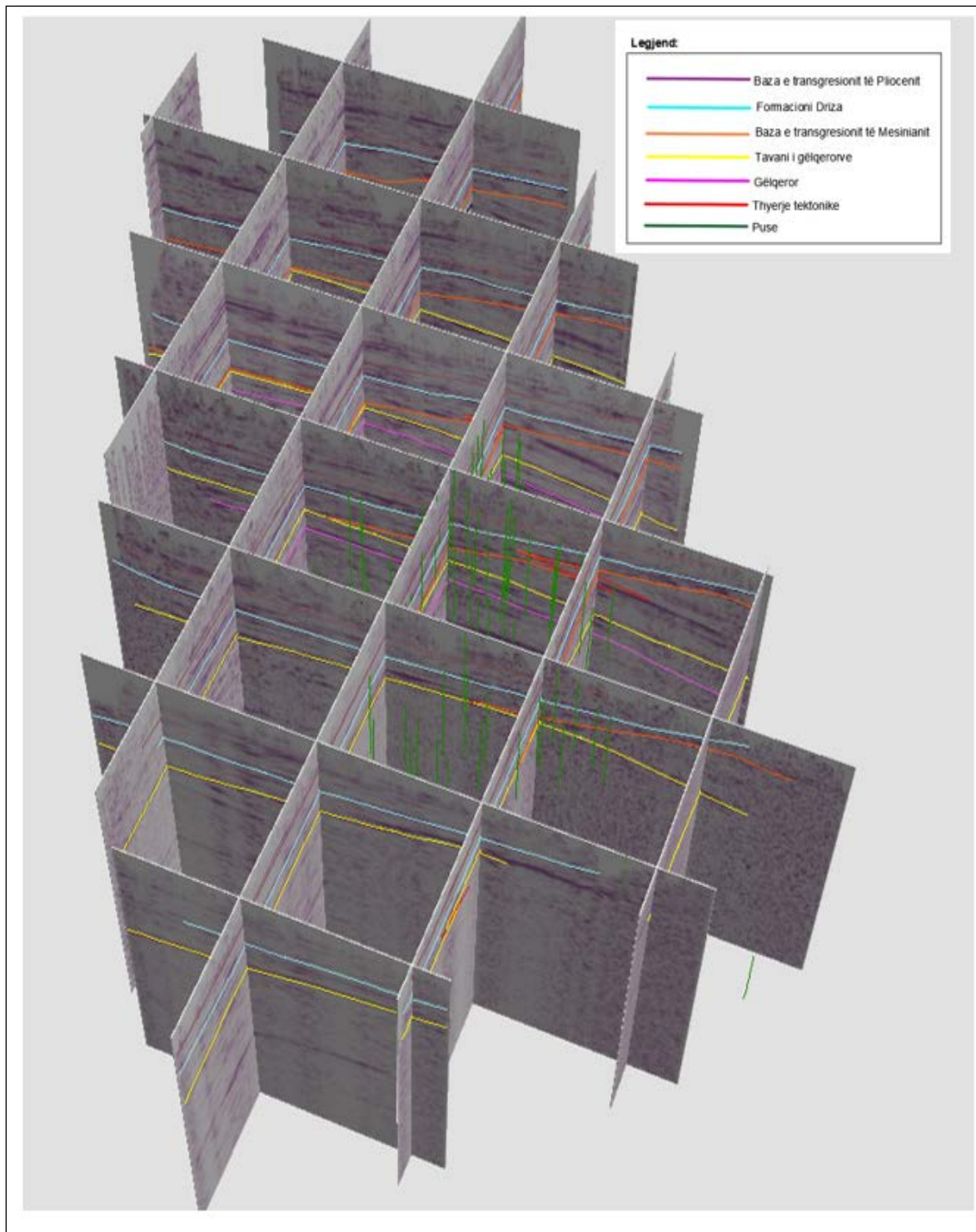


Figura 2-1 : Bashkëlidhja e reflektoreve të ndryshëm sizmikë në profilet 3D me të dhënat faktike të marra nga pusët e shpuar në zonën e studimit

3 SIZMIKA 3D

3.1 Të dhëna mbi sizmikën 3D

Kompania Bankers Petroleum Albania Ltd, në vitin 2014, në vendburimin e Patos–Marinzës, ku ushtron aktivitetin e vetë, ka bërë punimet sizmike 3D në një sipërfaqe prej gati 147.29 km² (Figura 3-1). Duke u nisur nga marrëveshja që Fakulteti Gjeologji - Miniera ka me kompanin Bankers Petroleum u mundësua përdorimi i disa profileve sizmikë 3D për realizimin e kësaj teze doktorature. Për realizimin e kësaj teze doktorature janë marrë në konsideratë 7 profile tërthore dhe 6 profile gjatësorë si në Figurën 3-1. Punimet sizmike 3D mundësojnë që brënda sipërfaqës, ku janë bërë regjistrimet sizmike, të mund të gjenerohet një profil 2D në çdo pozicion të munshëm. Kjo lejon marrjen e një informacion më të detajuar dhe bashkëlidhjen e refektorëve sizmikë dhe në hapësirë.

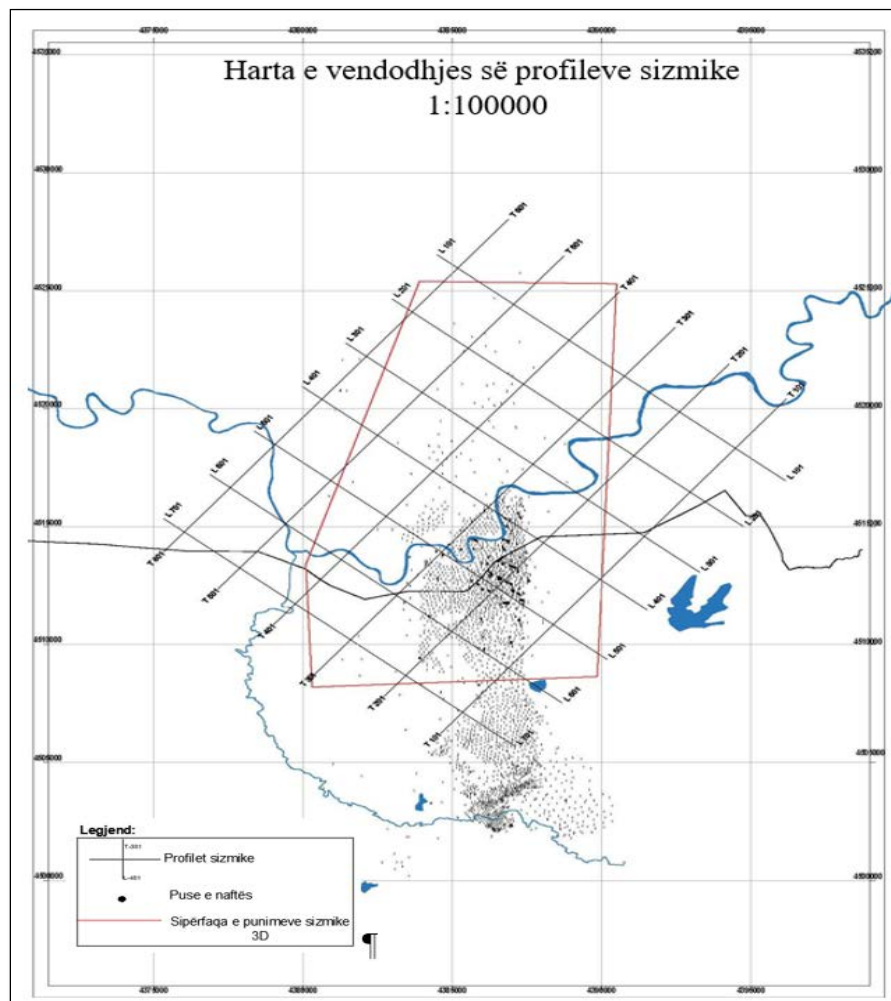


Figura 3-1 : Harta e vendndodhjes dhe orientimi i profileve 3D

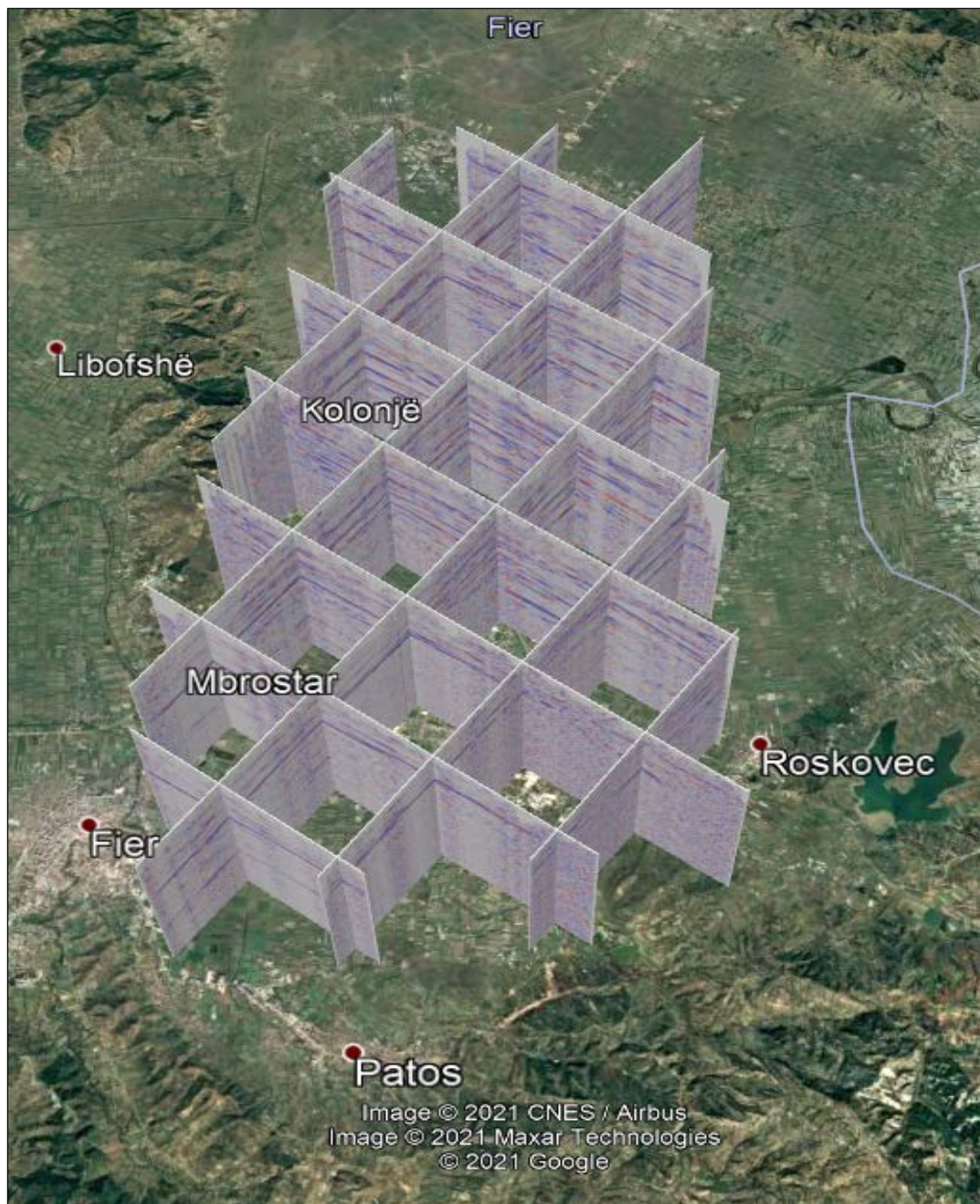


Figura 3-2 : Lidhja e profileve sizmike 3D (Google Earth , 2021)

Profilet sizmike janë gjeoreferencuar në programin GIS dhe është bërë lidhja e tyre më të dhënat faktike të marra nga pusët si në Figurën 2-1. Në të gjithë zonën krijohet një imazh 3D i të gjithë nivele të reflektorëve sizmike në thellësi si në Figurën 3-3.

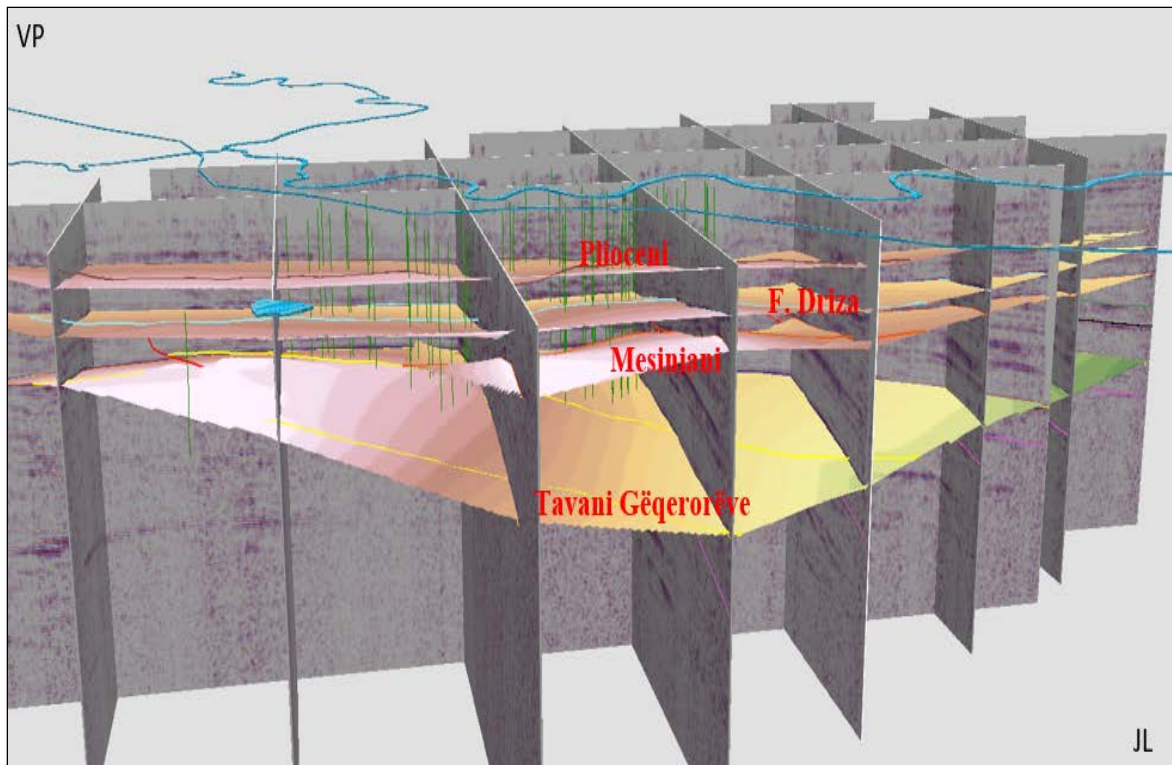


Figura 3-3 : Hartat strukturore të disa reflektorëve sizmik të lidhur me të dhënat e puseve

Kjo mundëson që të shikojmë ndryshimet që pësojnë në shtrirje formacionet e ndryshme litologjike, kontaktet midis tyre si duken në Figurën 3-3, dhe mundëson gjithashtu ndjekjen e thyerjeve tektonike të vjetra dhe të reja më me lehtësi gjatë shtrirjes së tyre. Mbi bazën e të gjithë këtyre të dhënave është shumë më e lehtë të ndërtohen hartat strukturore për tavanin e gëlqerorëve (Figura 3-4), bazën e transgresionit të Mesinianit (Figura 3-5), formacionin Driza (Figura 3-6) dhe bazën e transgresionit të Pliocenit (Figura 3-7).

Saktësia e ndjekjes së reflektorëve sizmikë në hapësirë dhe ndërtimi në 3D i kontaktit të depozitimeve të Mesinianit me gëlqëroret e eroduar të strukturës së Patos–Verbasit, jep të dhëna të qarta për tipet e kurtheve dhe të shtratimeve të naftës në vendburimin e Patos-Marinzës.

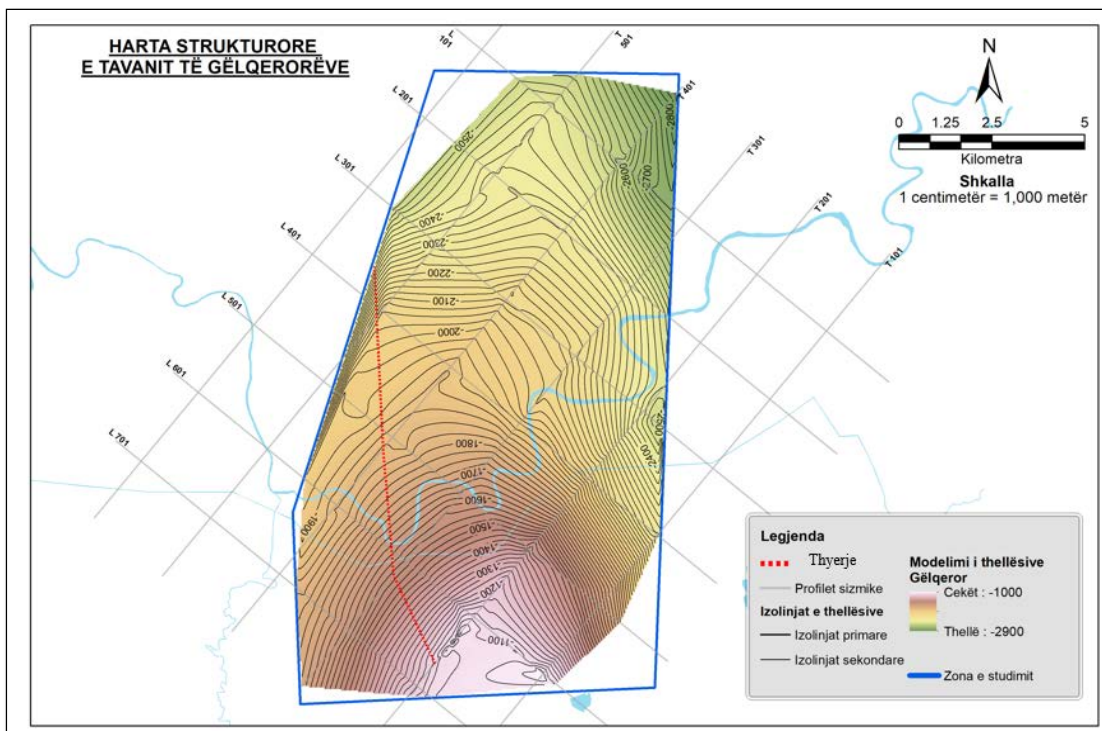


Figura 3-4 : Harta strukturore e tavanit të Gëlqerorëve

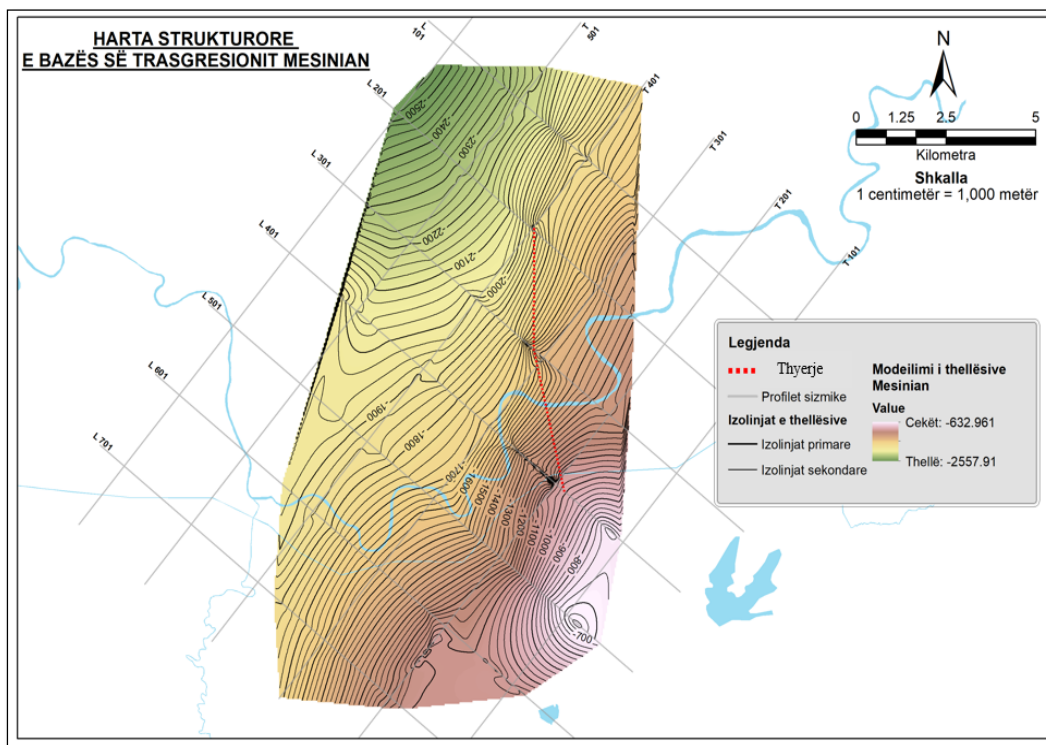


Figura 3-5 : Harta strukturore e bazës së transgresionit Mesinian

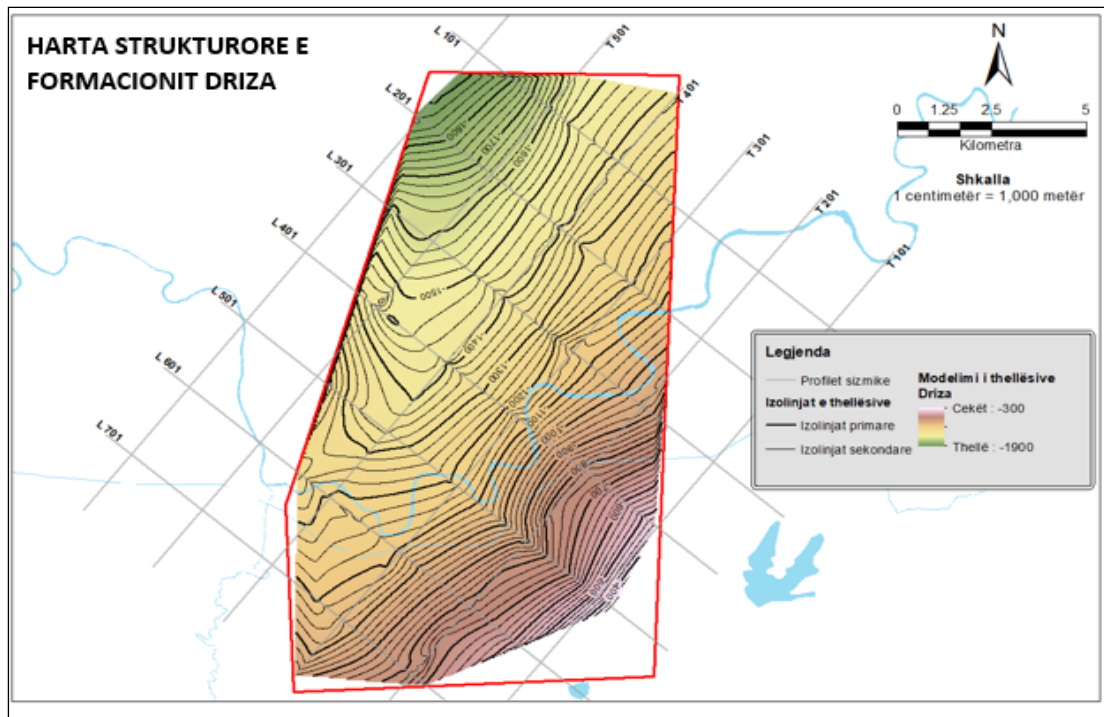


Figura 3-6 : Harta strukturore e formacionit Driza

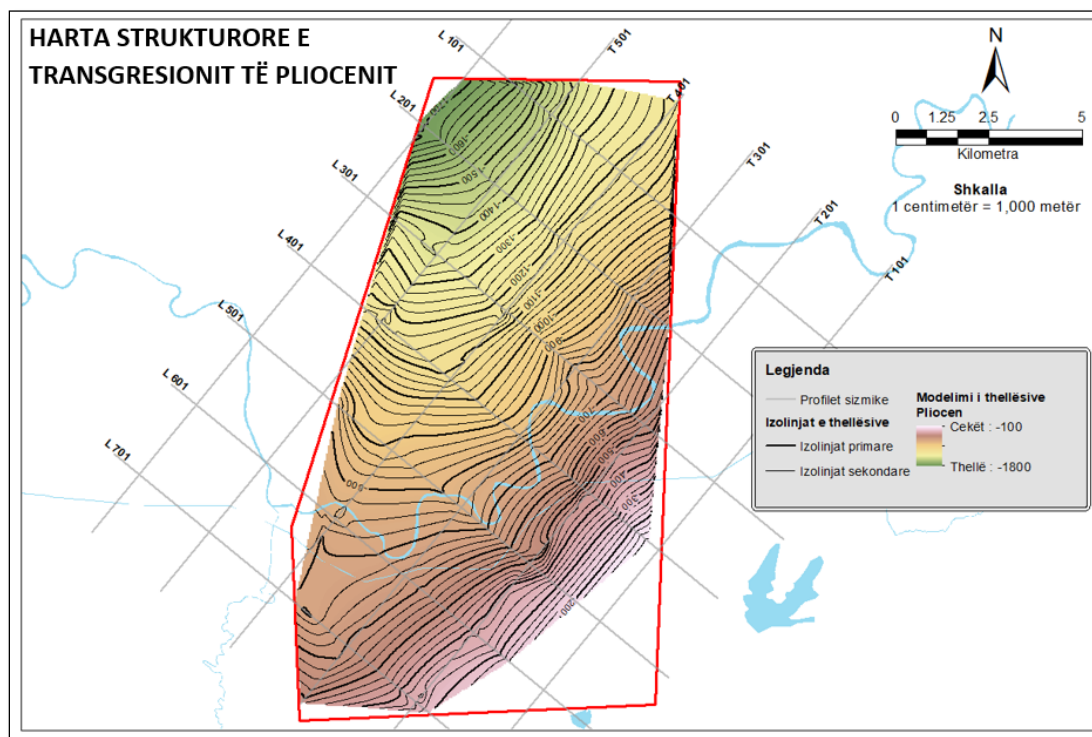


Figura 3-7 : Harta strukturore e bazës së transgresionit Pliocen

4 STRATIGRAFIA

4.1 Hyrje

Stratigrafia e rajonit të studimit është trajtuar në mënyrë të përgjithëshme edhe gjatë përgatitjes së mikrotezës (Ndreko Dh., 2016). Por duke u nisur nga vërtetimet fushore të kryera në terren konsultimit të një numri të madh të puseve të shpuar për kërkimin dhe shfrytëzimin e naftës e të gazit dhe të dhënave të punimeve sizmike 3D, do të japim një tabllë të qartë më të detajuar të stratigrafisë të zonës së studimit Kreshpan – Patos–Verbas. Në këtë rajon dhe në përgjithësi në nënzonën e Kurveleshit, të zonës tektonike Jonike marrin pjesë tre formacione kryesore depozituese (Figura 4-1):

- Formacioni evaporitik,
- Formacioni karbonatik,
- Formacioni terrigjen.

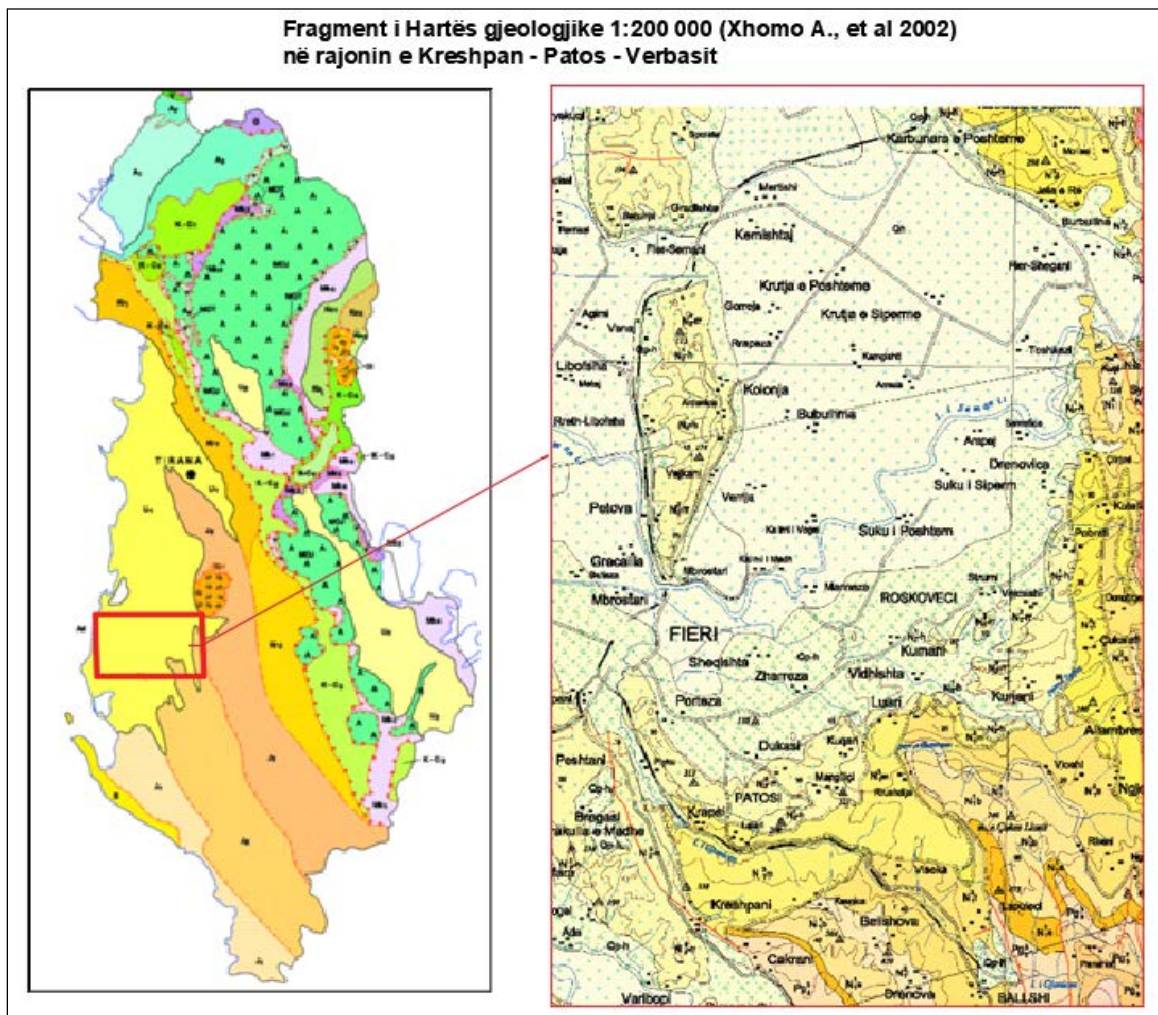


Figura 4-1 : Harta gjeologjike e rajonit të projektit sipas (Xhomo A., et al., 2002)

Këto depozitime përfaqësohen litologjikisht nga gipse, anhidrite, dolomite, kripë guri si në pjesën e sipërme nga keproku. Në disa raste takohen dhe kristale kuaci tip “morin”. Sipas të dhënave nga pusët e shpuar në (Dumre, Papër, Grekan,) që tregojnë se, në të gjitha rastet këto depozitime kanë marrëdhënie tektonike me shkëmbinjtë rrethues. Trashësia reale e evaporiteve nuk njihet, ndërsa trashësia në rajonin e Dumresë, duke gjykuar nga të dhënat e pusit Dum-7 është rreth 6000 m (Xhomo A., et al., 2002).

4.3 Formacioni karbonatik

Formacioni karbonatik në nënzonën e Kurveleshit dhe në përgjithësi në të gjithë zonën tektonike Jonike, ka një përhapje shumë të madhe dhe përfaqësim të larmishëm. Këtë formacion e takojmë edhe në zonën e Kreshpanit e Verbasit, ku shërben si rezervuar i naftës dhe gazit. Në bazë të përberjes litologo-faciale ky formacion ndahet në dy megasekuenca të mëdha:

- Megasekuenca para riftingut, e cila ka moshë $T_3 - J_1^{1+2}$ dhe i përketë facies së cekët neritike që është depozituar në një buzinë pasive të mikro pllakës së Adrias.
- Megasekuenca e depozituar gjatë dhe pas riftingut, që ndërtohet nga facie pellagjike me moshë J_1^3 (Toarian) deri në Eocen (Roure F, Nazaj Sh, et al, 2004) (Figura 4-3).

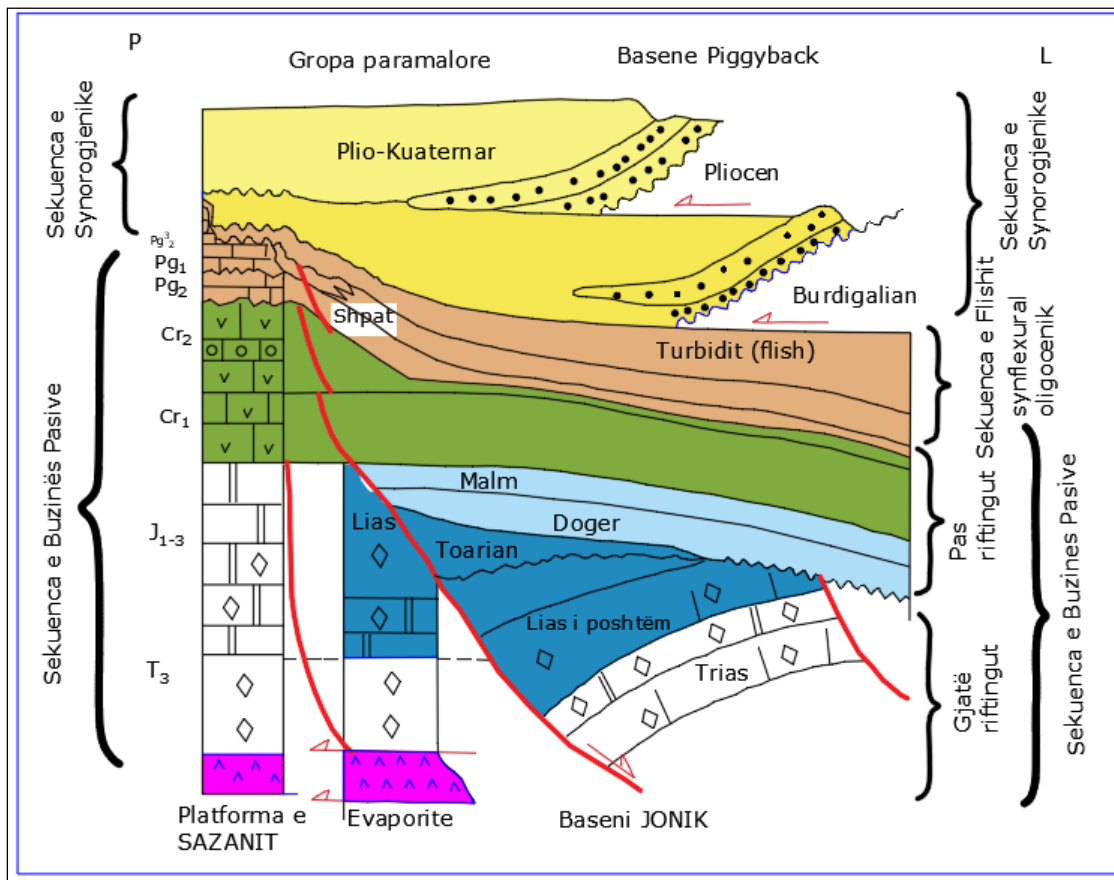


Figura 4-3 : Skema që tregon marrëdhëniet midis depozitimeve të zonave tektonike Jonike dhe Sazani në kohë dhe hapësirë. (Roure F, Nazaj Sh, et al, 2004)

4.3.1 Depozitimet karbonatike të facies neritike

Depozitimet karbonatike të facies neritike në zonën tektonike Jonike fillojnë me depozitimet e Triasikut të sipërm (T₃) deri në Jurasikun e poshtëm e të mesëm (J₁₋₂).

Depozitimet e Triasikut të sipërm (T₃) litologjikisht përfaqësohen nga dolomite diagjenetike masive kristalore (Xhomo A., et al., 2002). Në disa rajone në nënzonën e Kurveleshit (prerja e Dukatit), por dhe në zonën e Himarës shoqërohen me ndërthurje të holla 5 - 6 -10 cm shistes bituminoze si mund ta shikojmë dhe në Figurën 8-1. Dolomitet janë shtresore kompakte, ndërsa në disa rajone të tjera kanë pamje ranorike të shkrifet. Në përgjithësi kanë ngjyre gri të hapur deri gri në bezhe e rrallë me të errët (Brahimi Q., 1987)

Depozitimet e Jurasikut të poshtëm (J₁) ndërtojnë pjesët kulmore të strukturave antiklinale të nënzonës së Kurveleshit dhe të strukturës antiklinale të Patos – Verbasit nisur nga të dhënat e pusit Zharza-2 dhe të dhënave të profileve sizmike T-301 (Figura 5-6) përfaqësohen qartë nga dy litofacie.

1. Litofacia e dolomiteve dhe gëlqeroreve me stralle,
2. Litofacia e dolomiteve dhe gëlqeroreve me alge.

Litofacia e dolomiteve dhe gëlqerorëve me stralle, përfaqësohet nga gëlqerorë, gëlqerorë dolomitik dhe dolomite me shtresëzim të qartë. Me këta shkëmbinjë ndërthurën shtresa silicoresh të cilat shtohen gradualisht nga poshtë lartë. Në pjesën e poshtme të prerjes vërehen shtresa të holla shistes bituminoze 5-10cm, të cilat të gjitha së bashku krijojnë një horizont me trashësi nga 20 deri në 62m (Xhomo A., et al., 2002).

Litofacia e dolomiteve dhe gëlqerorëve me alge, takohet në pjesët më të ngritura të strukturave dhe litologjikisht përfaqësohen nga dolomite e gëlqerorë dolomitike pa shtresëzim të qartë. Këto tipare litologjike e bëjnë pothuajse të pamundur dallimin me sy të kufirit në sipërfaqe midis Triasikut të sipërm (T₃) dhe Jurasikut të poshtëm (J₁).

Depozitimet e Liasit të sipërm, kati Toarian përfaqësohen nga dy litofacie:

Litofacia e gëlqeroreve të kuq me amonite ("Amonitico rosso") e cila gjendet kryesisht në pjesën perëndimore të zonës tektonike Jonike (nënzona e Çikës). Litologjikisht kjo litofacie përfaqësohet nga gëlqerorë argjilor pllakor me ngjyrë të kuqerremtë në të tullës, gjithashtu takohen shtresa të holla të argjilave karbonatike deri mergele. Sipas (Renz C., 1955) kjo litofacie është mjaft e përhapur dhe e njohur në shumë vende të trevës mesdhetare me emrin "Amonitico Rosso"

Litofacia e shisteve me Posidonia ka përhapje të madhe në nënzonën e Kurveleshit dhe litologjikisht përfaqësohet nga argjila karbonatike, gëlqerorë argjilore dhe mergele argjilore. Ndërmjet tyre takohen edhe gëlqerorë konglomeratike me trashësi 2-3m (Delvine, Leshnice) (Xhomo A., et al., 2002). Të dyja litofaciet në rastet kur vendosen mbi litofacien e dolomiteve dhe gëlqerorëve me stralle të Liasit poshtëm-mesëm vijojnë normalisht. Në rastet, kur vendosen mbi litofacien e gëlqerorëve dhe dolomiteve me alge në shumicën e rasteve vendosen me mbivendosje ose "onlap". Në disa raste kur shistet me posidonia vendosen me "onlap" mbi gëlqerorët algore të Liasit të poshtëm–të mesëm

(Lefterohor) pranë këtij pushimi vërehet prania e amoniteve të stamposura mbi gëlqerorë (Roure F, Nazaj Sh, et al, 2004). Fenomeni i shplarjes apo vendosjes me pushim është mjaft i qartë dhe shoqërohet me diskordanca “onlap” të dukshme dhe hera-herës dhe me përmbajtje të gëlqerorëve fosfatike (Brahimi Q., 1987). Kjo tregon se në këtë kohë **“buzina albaneze”** buzina lindore e mikropllakës Adrias ka arritur hapjen maksimale pra **riftingun** kontinental dhe kemi lindjen e zonave izopike që kemi sot në Albanidet e jashtme dhe të brendëshme (Figura 4-3).

4.3.2 Depozitimet karbonatike të facies pellagjike

Depozitimet e facies pellagjike fillojnë me depozitimet e Jurasikut të mesëm (J₂) deri në Kretakun e sipërm (Cr₂). Depozitimet e Jurasikut të mesëm (J₂) në rajonin e studimit janë dokumentuar nga një numër i madh pusesh të shpuar. Të cilat vendosen normalisht mbi depozitimet e katit Toarian dhe kanë prani të madhe të silicoreve. Në shtrirje të strukturave ato vendosen me pushim stratigrafik mbi facien e dolomiteve dhe gëlqeroreve me alge të Liasit të poshtëm–të mesëm që i përkasin facies neritike (Figura 4-4).

Në depozitimet e Jurasikut të mesëm (J₂) dallohen dy litofacie, litofacia e pakos strallore të poshtme dhe litofacia e gëlqerorëve gri kristalinë (Xhomo A., et al., 2002).

Litofacia e pakos së poshtme strallore takohet kryesisht në pjesën e poshtme të prejes, dhe përfaqësuar kryesisht nga gëlqerorë argjilore, argjila të ndërthurura me shtresa silicorësh të shumtë, të cilët gradualisht predominojnë në prerje (Xhomo A., et al., 2002).

Ndërmjet tyre takohen dhe trepele, opoka dhe gëlqerorë turbiditë me radiolare e molusqe. Sipas (Dalipi H. I. J., 1978)(Brahimi Q., 1987) këto depozitime krahas *Posidonia bronni bronni* dhe *P. buchi* ndodhen edhe *Posidonia alpine*, që i japin këtyre depozitimeve moshën e Jurasikut të mesëm.

Litofacia e gëlqerorëve gri kristalinë litologjikisht përfaqësohet nga gëlqerorë shtresë hollë-mesëm, që përmbajnë bivalvorë pellagjike dhe ndërthuren me shtresa të ralla silicoresh (Dalipi H. I. J., 1978) (Brahimi Q., 1987) (Xhomo A., et al., 2002). Në këto depozitime është takuar kompleksi faunistik *Bivalvore* pellagjike dhe *Radiolaria* të shumta. Këto depozitime vendosen me “onlap” mbi depozitimet më të vjetra të Triasikut të sipërm dhe Triasikut të poshtëm e të mesëm (Figura 4-4).

Depozitimet e Jurasikut të sipërm (J₃) ndahen qartë në dy litofacie. Në litofacien e pakos strallore të sipërme, që nga pikëpamje litologjike është e përafërt me pakon strallore të poshtme (Brahimi Q., 1987) (Dalipi H. I. J., 1978). Në përgjithësi kjo litofacie vijon normalisht mbi gëlqerorët gri. Në rajonet ku zhvillohen **“riftet”** kjo litofacie vendoset me mospërputhje mbi gëlqerorët algore të Liasit të poshtëm–të mesëm si në jug të rajonit të studimit në zonës e Bënçës (Figura 4-4).



Figura 4-4: Vendosja me mospërputhje e depozitimeve të Jurasikut të sipërm mbi gëlqerorët algorë të Liasit të poshtëm–të mesëm (Bëncë, Dh.Ndreko)

Kjo facie litologjikisht përfaqësohet nga shtresa silicoresh, të cilët predominojnë në prerje dhe ndërthuren me argjila me pamje opoke dhe trepele dhe me gëlqerorë mikritore shtrese hollë (2-3-10cm) ngjyre bezhe (Brahimi Q., 1987).

Litofacia e gëlqerorëve mikritike porcelanikë është karakteristike për gjitha strukturat e nënzonës së Kurveleshit. Puset e shpuar në zonën e studimit e kanë dokumentuar këtë facie, e cila ka të njëjtat tipare kudo. Litologjikisht përfaqësohet nga gëlqerorë shtresore, të bardhë që janë quajtur dhe *gëlqerore porcelanike*. Sipas (Brahimi Q., 1987) brënda tyre janë veçuar tre zona faunistike, zonat me *Calpionella*, me *Calpionellopsis* dhe me *Calpionellites*.

Në pjesën e sipërme të prerjes depozitimet e facies pellagjike vazhdojnë me depozitimet e Kretakut të poshtëm dhe të sipërm ($Cr_1 - Cr_2$).

Depozitimet e Kretakut të poshtëm (Cr_1) litologjikisht përfaqësohen nga gëlqerore shtresë hollë-mesëm rrallë shtresë trashë me ndërthurje shtresash e thjerza silicore si dhe gëlqerorësh turbidike. Studimet tregojnë se fauna e takuar është *Calpionella elliptica* dhe ka një shpërthimin të menjëhershëm të *Calpionella alpina*.

Depozitimet e Kretakut të poshtëm datohen të Beriasian–Valanzhinianit. Përgjithësisht depozitimet e Kretakut të poshtëm vendosen normalisht mbi pakon e sipërme strallore, por në disa raste, vendosen me mospërputhje stratigrafike mbi depozitimet e Liasit të poshtëm-mesëm (Dalipi H. I. J., 1978), (Prenjasi E., 1980). Mbi gëlqerorët porcelanike vijojnë normalisht gëlqerorët argjilore. Kufiri litologjik hiqet me fillimin në prerje të shtresave argjilore.

Depozitimet e Kretakut të sipërm (Cr_2) vendosen suksesivisht mbi depozitimet e Kretakut të poshtëm. Në pjesën e poshtme të Kretakut sipërm, midis gëlqerorëve argjilore ndeshen shiste bituminoze të cilat formojnë një horizont deri 10m. Më sipër prerja vazhdon me gëlqerorë mikritike e biomikritike dhe me rrallë bioklastike të ndërthurur me stralle (Brahimi Q., 1987). Në pjesën e poshtme të prerjes takohet horizonti i gëlqerorëve fosfatike.

Litologjikisht ky horizont përfaqësohet nga gëlqerorët mikritike, shtresë hollë ngjyrë bezhë në të bardhë, me teksturë brezore dhe ndërshtresa të rralla silicorësh. Prerja më sipër vazhdon me gëlqerorë bioklastike turbiditike me copa rudistesh echinodermatesh, foraminiferesh, (Figura 4-5) të ndërthurur me gëlqerorë shtresë hollë biomikritike që është dhe rezervuari kryesor i naftës në Patos-Marinzë. Në pjesën më të sipërme të prerjes gëlqerorët bioklastike bëhen me shtresë trashë deri në masive, me ndërthurje gëlqerorësh biomikritore me shtresëzim të pa qartë.



Figura 4-5 : Depozitimet e Kretakut të sipërm (Mali i gjerë, Dh. Ndreko)

Depozitimet e Paleocenit (Pg_1) nga vërtetimet gjeologjike dhe puset e shpuar në rajonin e studimit është dokumentuar se vendosen normalisht mbi ato të Kretakut të sipërm dhe janë takuar nga pjesa më e madhe e puseve të shpuar në rajonin e Patos-Marinzës. Litologjikisht përfaqësohen nga gëlqerorë turbiditike, masive të ndërthurur me gëlqerorë

pllakore mikritike. Midis tyre takohen thjerëza e konkrecione silicorësh të rrallë. Trashësia e depozitimeve varion nga 30-40 m (Xhomo A., et al., 2002).

Depozitimet e Eocenit (Pg₂) vijojnë normalisht mbi ato të Paleocenit, duke ruajtur në pjesën e poshtme të tyre karakteristika të njëjta litologjike. Në fillim prerja fillon gëlqerorë turbiditike dhe gradualisht vazhdon me gëlqerorë shtresore biomikritike e mikritike, me përmbajtje argjilash mergëlore. Në pjesën më të sipërme të prerjes takohet një shtresë gëlqerori që në antiklinalin e Kremenarës është i mbushur me bitume deri në rrjedhje si në figurën 4-6.



Figura 4-6 : Gëlqerorët të Eocenit me bitume (Kremenarë)

4.4 Formacioni terrigjen

Depozitimet e formacionit terrigjen kanë përhapje të madhe si në sipërfaqe edhe në thellësi, të takuar nga pusët e shpuar në vargjet strukturorë Hekal–Patos–Verbas dhe Cakran–Kreshpan në zonën e studimit. Formacioni terrigjen fillon me depozitimet e Oligocenit deri në depozitimet e Pliocenit.

Depozitimet e Oligocenit të poshtëm (Pg₃¹) punimet gjologjike të kryera (Prrenjasi E., Naço P., 1984) në rajonin e studimit, tregojnë se kalimi nga depozitimet gëlqerore të Eocenit për në depozitimet flishore të Oligocenit, bëhet nëpërmjet pakos mergëlore kalimtare. Kjo pako përfaqësohet nga dy paketa, e poshtmeja e karakterizuar nga mergele me shtresa gëlqerorësh biomikritik me trashësi 5-10cm, ndërsa e sipërmeja përfaqësohet nga

argjila mergëlore dhe argjila me ngjyre të kaltërt dhe rrallë me ndonjë shtresë gëlqerori (Prrenjasi E., Naço P., 1984) (Xhomo A., et al., 2002).

Depozitimet e Oligocenit të mesëm (Pg_3^2) litologjikisht përfaqësohen nga flish argjilo-ranor kryesisht ritëm mesëm, me shtresa gëlqerorësh mikritik, biomikritik e turbiditik. Karakteristikë dalluese është rritja e shtresave gëlqerore nga lindja në perëndim dhe zvogëlimi i komponentit ranor, deri në zhdukje të tij, po në të njëjtin drejtim (Xhomo A., et al., 2002).

Depozitimet e Oligocenit të sipërm (Pg_3^3) në pjesën më perëndimore të rajonit, vihet re prania e shumtë e shtresave të gëlqerorëve biomikritike që në përgjithësi, në tavan kalojnë gradualisht në mergele argjilore (Prrenjasi E., Naço P., 1984). Nga lindja në perëndim vërehet dhe rritja e numrit të horizonteve vithisë. Në pjesën e sipërme të prerjes dominojnë ranorët të cilët hera-herës kalojnë në ranore masivë.

Depozitimet e Oligocenit të sipërm pësojnë ndryshime të theksuara nga lindja në perëndim dhe nga jugu në veri. Në depozitimet e Oligocenit të sipërm janë veçuar zonat faunistike, *Globigerina ciperoensis ciperoensis* dhe *Globorotalia kugleri*. (Xhomo A., et al., 2002)

4.4.1 Depozitimet e Neogjenit

Vrojtimit sipërfaqësor, punimet gjeologjike, sizmike dhe numri i madh i puseve të shpuar, japin të dhëna të mjaftueshme për litologjinë dhe përhapjen e këtyre depozitimeve në rajonin e studimit. Depozitimet Neogjenike në rajonin e studimit fillojnë nga depozitimet Miocenike deri në Pliocen.

Depozitimet e Akuitanianit (N_1^1a) në pjesën e poshtme këto depozitime përfaqësohen nga ndërthurje ranorësh të trashë deri masivë, me shtresa të holla argjilash e alevrolitësh ndërsa në pjesën e sipërme prerja vazhdon me ndërthurje ranoro-argjilore ritëm hollë-mesëm me horizonte vithisë. Në pjesën e sipërme prerja ka praninë e argjilave mergëlore, që i takojnë formacionit "Levani" i cili vazhdon edhe në Burdigalian (Bandilli L., 1976). Këto depozitime kanë marrëdhënie normale me depozitimet e nënshtirra të Oligocenit të sipërm.

Depozitimet e Burdigalianit (N_1^1b) përfaqësohen nga ndërthurje paketash mergëlore, argjila mergëlore, ranorësh dhe shtresa gëlqerorësh lithothamnike. Prerja në pjesën e poshtme karakterizohet nga ndërthurje e paketave ranorike me ato argjilo-alevrolitore dhe horizonteve vithisë, më sipër në prerje dominojnë mergelet që ndërtojnë një pako të fuqishme. Horizontet vidhisës përbëhen nga materiali argjilor e argjilo-alevrolitor me copra e blloqe ranorësh të flishit si dhe zaje gëlqerorësh e shkëmbinjësh magmatikë (Bandilli L. S. M., 1973) (Bandilli L. M. B., 1976).

Gëlqerorët janë bioklastik, që në bazë përfaqësohen nga materiali ranorik e më sipër kalojnë në karbonatik mikritik dhe në tavan në mergele. Trashësitë e tyre luhaten nga 0.3-0.8m deri 2-8m (Xhomo A., et al., 2002). Depozitimet e Burdigalianit në zonën e Ballshit,

Cakranit dhe Verbasit vendosen transgresivisht mbi depozitimet më të vjetra (Kurtshi F , et al., 1990)Figura 4-7).

Depozitimet e Langianit (N_1^2l) përfaqësohen nga ndërthurje paketash mergëlore, gëlqeror mergëlore dhe shtresave të ranoreve e gëlqeroreve bioklastike (Figura 4-7). Mergjet janë me ngjyre gri të zbardhur, argjilat kanë ngjyre gri deri gri të errët me nuanca jeshile dhe ndërtim guaskor në trajtë shtresash të holla 0.5 deri 2m. Ranorët paraqiten me ngjyre gri të zverdhur deri kafe me trashësi 0.3 deri 0.7m. Shpesh ranorët formojnë paketa me trashësi 3 - 4 metra me ndërthurje shtresash të holla alevrolitore të cilat përmbajnë lënde bimore të qymyrikuar (Xhomo A., et al., 2002).

Në përgjithësi këto depozitime kanë marrëdhënie suksesive me depozitimet e nënshtirra, por në përfundim të antiklinalit të Ballshit ato vendosen me mospërputhje mbi depozitimet më të vjetra duke maskuar thyerjet tektonike të strukturimit (Figura 5-3).



Figura 4-7 : Depozitimet e Langianit ndërthurje paketash mergëlore, gëlqerorë mergëlore dhe shtresave të ranoreve e gëlqeroreve bioklastike (Dh. Ndreko)

Depozitimet e Seravalianit (N_1^2s) në antiklinalin e Kremenarës dhe mbi antiklinalin e Ballshit vendosen në mënyrë transgresive si në figurën 4-8 (Ndreko Dh., 2016). Përfaqësohen nga alternimin të pakove të argjilave dhe ranorëve me linza e shtresa gëlqerorësh lithotamnike. Paketat kanë trashësi 2-5-5m dhe rrallë i takon si pako masive

deri 30-50.(Xhomo A., et al., 2002). Ranorët paraqiten me ngjyre gri të zverdhur deri kafe të çelur, kokërrimët deri kokërrmesëm me trashësi 0.4 deri 0.7m.

Gëlqerorët lithotamnik kanë ngjyre gri në bezhe, përmbajnë lithotamnie të shumta dhe drejt tavanit kalojnë në gëlqerorë mergëlore dhe përmbajnë bivalvore dhe ostera. Trashësitë e gëlqerorëve lithotamnike luhaten nga 2-3m deri 10-15m (Xhomo A., et al., 2002).



Figura 4-8 : Vendosja transgresive e depozitimeve të Seravalianit mbi gëlqerorët e Kremenarës (Ndreko Dh., 2016)

Depozitimet e Tortonianit (N_1^3t) në sipërfaqe kanë përhapje të kufizuar, takohen në qëndrën e sinklinalit të Ballshit në afërsi të fshatit Visokë. Litologjikisht depozitimet e Tortonianit përfaqësohen nga ndërthurje midis pakove të trasha ranorësh me argjila-alevrolite. Ranorët janë me ngjyre gri të zverdhur kokërrmëdhën timeri kokërrvegjël (Xhomo A., et al., 2002).

Zakonisht ranorët paraqiten në formë shtresash me trashësi nga 1-2m dhe ndahen nga shtresa shumë të holla alevrolitesh, duke formuar kështu një pako të tërë me trashësi 4-5m deri 10-12m (Xhomo A., et al., 2002). Depozitimet e Tortonianit përgjithësisht vijojnë normalisht mbi depozitimet e Seravalianit por ka dhe disa rajone që vendosen me mospërputhje mbi depozitimet e moshave të ndryshme.

Depozitimet e Mesinianit (N_1^3m) kanë një përhapje të madhe në të gjithë rajonin e studimit dhe vendosen në mënyrë transgresive azimutale këndore (Figura 4-7) mbi depozitimet më të vjetra. Litologjikisht nga poshtë lartë këto depozitime ndërtohen nga

formacionet Bubullima dhe Gurët e Zezë, Marinza, Driza, Gorani, Kucova dhe Polovina (Figura 8-6) (Gjoka M., et al, 2001).



Figura 4-9 : Vendosja transgresive e depozitimeve të Mesinianit mbi depozitimet më të vjetra në rajonin e Kasnicës (Dh. Ndreko)

Formacioni **Bubullima** vendoset transgresivisht mbi depozitimet më të vjetra dhe litologjikisht përfaqësohet nga gëlqerorë litotamnik shtresorë, të cilat në bazë kanë ranorë kokërr mëdhenj e konglomerate. Në plan këto depozitime kanë ndryshime të shumta litologjike, duke kaluar në ranorë zhavororë karbonatik me litotamnie dhe gëlqerorë ranor me litotamnie në lindje ndërsa drejt perëndimit në alevrolite (Gjoka M., et al, 2001).

Ky formacion sipas profilit sizmik T-201 (Figura 5-2) formon një luginë erozionale dhe merr pjesë në ndërtimin e gjirit të Patosit, Kallmit dhe Kolonjës. Trashësia e këtij formacioni sipas profileve sizmike varion nga 20–200m.

Formacioni **Gurët e Zezë** nga ana litologjike përfaqësohet nga argjila alevrolite masive të ndërthurura me alevrolite. Argjilat janë gri të kaltërta me njolla të kuqerremta e me shumë makrofaunë. Trashësia e këtij formacioni rritet nga juglindja në drejtim të veriperëndimit dhe varion nga intervalet 0–700–1100m.(Gjoka M., et al , 2001)

Formacioni **Marinza** merr pjesë në ndërtimin e gjireve të Patosit dhe të Marinzës. Formacioni Marinza në pjesën perëndimore shtrihet normalisht mbi depozitimet e formacionit Bubullima dhe me diskordance mbi depozitimet e sipërfaqes së shplarë në lindje dhe në jug të rajonit të studimit (Gjoka M., et al, 2001). Të dhënat e marra nga pusët e shpuar në vendburimin e Patos-Marinzës, tregojnë se formacioni përfaqësohet nga shtresa masive të ranorëve të shkrifet që përmbajnë konkrecione të ranorve karbonatik (Figura 4-10). Ranorët ndërthuren me argjila me konkrecione karbonatike. Trashësia e këtij formacioni varion në një interval nga 30 – 120m nga jugu në veri (Gjoka M., et al, 2001)



Figura 4-10 : Ndërthurja e paketave argjilore dhe ranorëve të mbushur me naftë, formacioni Marinza (Dh. Ndreko)

Formacioni **Driza** është formacioni që ka përhapje më të madhe në Patos – Marinzë. Këto depozitime takohen dhe në monoklinalin Gorishove – Kreshpanit. Formacioni Driza vendoset transgresivisht me “onlap” mbi depozitimet më të vjetra deri mbi gëlqerorët e erduar dhe ndërton gjirin e Patos–Marinzës. Të dhënat e puseve tregojnë që formacioni në

plan pëson ndryshime të theksuara litologjike. Në rajonin e Patosit është argjilo-ranorike me makrofaunë ostrea kurse në Marinzë e në Kolonjë më në veri është ranoro-argjilor. Shtresat e ranoreve kanë një trashësi 2-5 m (Gjoka M., et al, 2001) dhe në drejtim të lindjes në disa raste pykezhohen (Figura 8-6). Brënda këtij formacioni takohen linza e konkrecione ranorësh karbonatik si dhe dru të fosilizuar (Figura 4-11) (Ndreko Dh., 2016).



Figura 4-11 : Linza e konkrecione ranorësh karbonatik si dhe dru të fosilizuar brënda formacionit Driza (Ndreko Dh., 2016)

Njëkohësisht në ranorët vërehet shtesëzim i pjerrët, i gërshetuar dhe i mbushur me naftë dhe bitum (Figura 4-12) (Ndreko Dh., 2016). Duke u nisur nga sizmika 3D vërehet se në profilin sizmik T-301 (Figura 5-6) në skajet e tij i kufizuar me profilet L-401 dhe L-601 (Figura 5-9) vërehen disa reflektime që mbyllen në këto dy skaje dhe kanë trashësi në kulm rreth 100 deri 150 milisekonda, kjo paraqitet si një mbushje e tipit “maund”. Trashësia e këtij formacioni lëviz nga 60 – 120 m nga jugu drejt verit (Gjoka M., et al , 2001).



Figura 4-12 : Shtesëzimi i pjerrët dhe i gërshtuar me konkrecine ranorësh karbonatik, formacionin Driza (Ndreko Dh., 2016)

Formacioni **Gorani** vendoset normalisht mbi formacionin Driza dhe ka të njëjtën përhapje me të. Në ngritjen erozionale të Zharrzës formacioni Gorani shtrihen me pushim mbi depozitimet karbonatike sidomos shtresat G_5 dhe G_6 (Figura 8-6). Në rajonin e Patos–Marinzës përfaqësohet nga ndërthurja e ranorëve të shkrifet deri në gravelit me argjila dhe alevrolite karbonatike. Trashësia e këtij formacioni nga jugu në veri lëvis në intervalin 100–160m (Gjoka M., et al , 2001).

Formacioni **Kuçova** ka përhapje të gjërë në të gjithë rajonin e Patos-Marinzës dhe vendoset transgresivisht mbi depozitimet e formacionit Gorani. Në shkallën e Kuman – Jagodinës vendoset transgresivisht mbi depozitimet më të vjetra flishore dhe karbonatike. Litologjikisht përfaqësohet nga ndërthurje të argjilave me ranore të shkrifet me zaje e thjerza konglomeratesh. Trashësia e formacionit Kuçova varion nga 160 – 330m.(Gjoka M., et al , 2001)

Formacioni **Polovina** ka përhapje të madhe në Patos–Marinzë dhe vendoset normalisht mbi depozitimet e formacionit Kuçova. Litologjikisht përfaqësohet nga ndërthurje të argjilave me ranore të shkrifët. Trashësia e këtij formacioni nga Patosi në Këmishtaj luhetet nga 200 – 300m dhe në drejtim të perëndimit rritet akoma më tepër.(Gjoka M., et al , 2001)

Depozitimet e Pliocenit ndahen në dy formacione kryesore, në formacionin e Helmasi dhe Rrogozhina (Xhomo A., et al., 2002). Formacioni Helmasi fillon me shfaqjen e shtresave ranore dhe konglomeratëve, këto shtresa tregojnë dhe për praninë e transgresionit të Pliocenit.

Formacioni Helmasi vazhdon me shtresa argjilore dhe shtresa argjilo-ranore shtresë hollë e mesëm deri në praninë e argjilave masive. Në profilet sizmik duken qartë reflektimet e pjerrta që tregojnë se formacioni është kryesisht argjilor. Trashësia e formacionit Helmasi nga lindja dhe juglindja ndryshon, drejt veriperëndimit rrit trashësinë e tij.

Depozitimet e formacionit Rrogozhina kanë marrëdhënie normale me depozitimet e formacionit Helmasi (Figura 4-13) (Ndreko Dh., 2016). Litologjikisht përfaqësohen ranore, gravelite, konglomerate me zaje me ndërshtresa të holla argjilash të vërtetuara edhe nga shumë puse të shpuar në zonën e studimit. Njëkohësisht vërehen dhe shtresa ranore të pasura me makrofaunë. Trashësia e formacionit Rrogozhina rritet nga jugu (50m në prerjen e Patosit) në drejtim të veriut (1450m në prerjen e Rrogozhinës). (Xhomo A., et al., 2002)



Figura 4-13 : Depozitimet e formacionit Helmasi dhe Rrogozhina (Ndreko Dh., 2016)

Depozitimet e Kuaternarit (Q) kanë përhapje të kufizuar në rajonin e Cakran–Kreshpan ndërsa në rajonin e Patos-Marinzës kanë përhapje të gjerë dhe trashësi më të madhe. Litologjikisht këto depozitime përfaqësohen nga aluvione (suargjila dhe rëra). Trashësia e depozitimeve të Kuaternarit është e madhe në rajonin e Patos - Marinzës (Xhomo A., et al., 2002).

5 TEKTONIKA

5.1 Të dhëna të përgjithëshme

Tektonika e rajonit të studimit është trajtuar në mënyrë të përgjithëshme edhe gjatë përgatitjes së mikrotezës (Ndreko Dh., 2016).

Shqipëria bën pjesë në brezin e rrudhosur “Alpin Mesdhetar” në harkun Dinarido-Albanido-Helenik (Dinaride s.l.), pjesë e segmentit perëndimor të Mesdheut lindor (Xhomo A., et al., 2002). Albanidet ndahen dy grupime kryesore:

- 1. Albanidet e brendshme,**
- 2. Albanidet e jashtme.**

Rajoni Kreshpan–Patos–Verbas bën pjesë në Albanidet e jashtme, përkatësisht në zonën tektonike Jonike (nënzona e Kurveleshit) (Xhomo A., et al., 2002). Zona tektonike Jonike në kuadrin regional fillon në jug, jashtë territorit shqiptar nga Peloponezi dhe vazhdon drejt veriperëndimit brënda territorit të vendit tonë, deri tek tërthorja Vlorë – Elbasan – Dibër (Sadiku Y., 1991)(Sadiku Y., Diamanti F., 1995).

Në lindje zona tektonike Jonike me anën e një thyerje tektonike mbihypse kufizohet me zonën e Krujës, këto zona tektonike kanë dallim të qartë nga ana faciale sidomos për nivelin e depozitimeve karbonatike. Për nivele më të reja të flishit oligocenik e më sipër, ato pothuajse janë të unifikuara dhe dallimin ekziston. Në perëndim zona tektonike Jonike kufizohet me zonën e Sazanit, kufi që shprehet qartë me depozitimet karbonatike, të cilat për zonën tektonike të Sazanit janë të facies neritike dhe vazhdojnë deri në Oligocenine mesëm. Ndërkohë që në zonën tektonike Jonike formacioni karbonatik duke ju referuar edhe stratigrafisë, në pjesën e poshtme është i facies neritike kurse në pjesën e sipërme është facies pellagjike dhe përfundon në Eocenin e sipërm (Ndreko Dh., 2016).

Nga jugu në drejtim të veriut brënda territorit të vendit tonë zona tektonike Jonike gradualisht zvogëlon gjerësinë e saj, si rezultat i ndërprerjes së njësive strukturore dhe nënzonave të veçanta strukturore dhe mbihypjes së tyre drejt perëndimit (Figura 5-1). Reduktimi i gjerësisë ndodh edhe për efekt të kombinimit të thyerjeve tektonike gjatësore perëndimore me ato tërthore të strukturave e vargjeve të ndryshëm strukturor. Në mbihypjen shumë të madhe (mbi 50 km) të zonës Jonike drejt perëndimit, ka influencuar dhe prania e depozitimeve evaporitike të cilat kanë shërbyer si një horizont “lubrifikues”. Gjithashtu në shkallën e mbihypjes kanë ndikuar edhe prania e thyerjeve tektonike gjatësore e tërthore të vjetra, si ajo në veri të ishullit të Korfuzit (ishujve Otoni). Kjo thyerje tektonike tërthore e vjetër kufizon zonën Jonike në veri duke e vënë në kontakt me zonën tektonike të Sazanit (Figura 5-1) (Ndreko Dh., 2016).

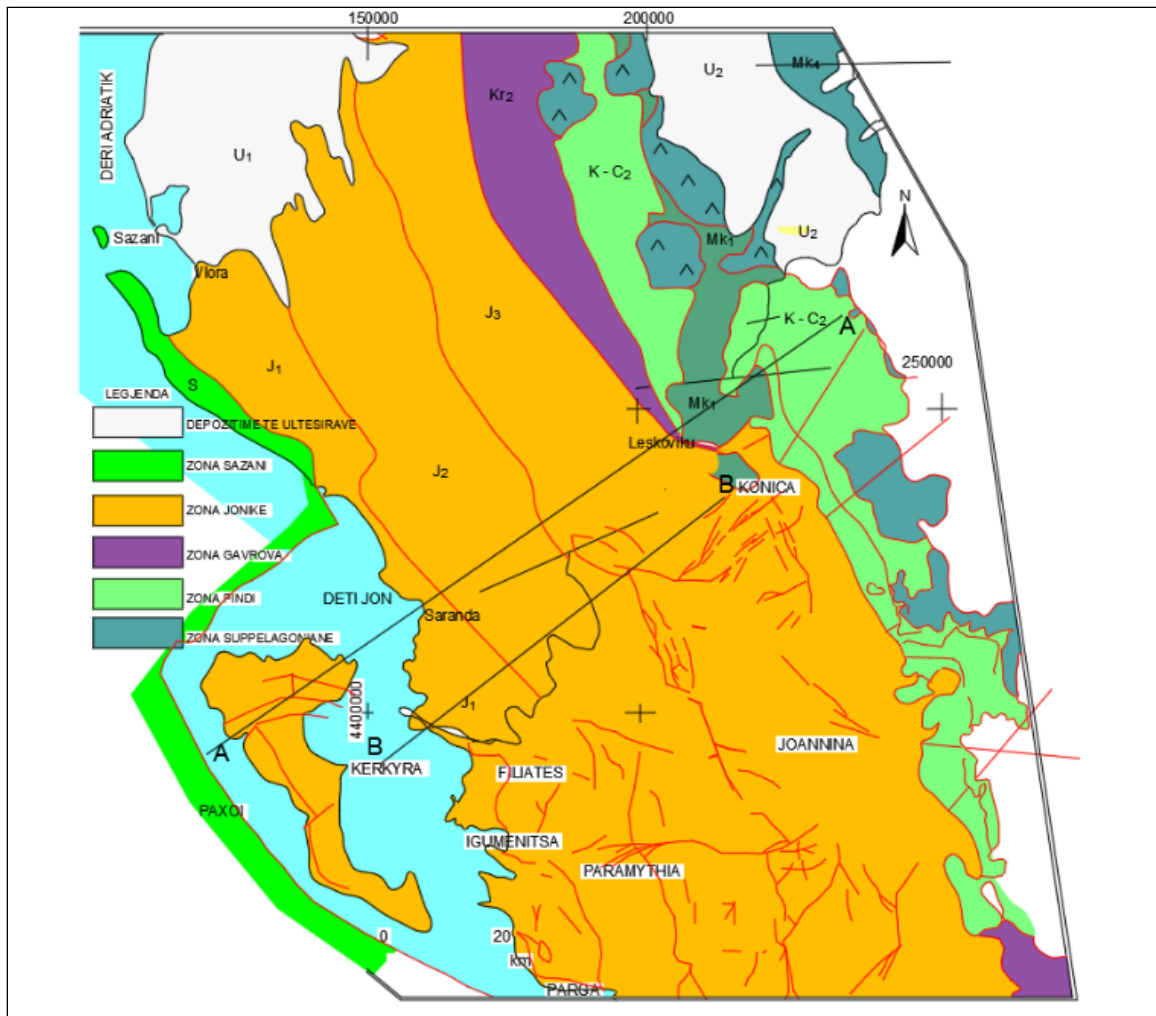


Figura 5-1 : Harta gjeotektonike e Albanideve Jugore dhe Helenideve Veriore që tregojnë marrëdhëniet midis njësive strukture dhe Zonave Gjeologo - Tektonike (modifikuar Sipas (Dimitrios N., 2017)

Zhvillimi i tectogjenezës të strukturave karbonatike, litofacieve, morfologjisë dhe përhapjes së tyre në zonën tektonike Jonike kanë veçuar disa nënzona tektonike që më parë janë quajtur breza strukturor (Xhaçka P., et al., 1978) (Xhaçka P., 1981)

- Nēnzona lindore (Beratit) pērfshin brezin antiklinal tē Beratit dhe brezin sinklinal tē Pērmetit,
- Nēnzona qendrore (Kurveleshit) qē pērfshin brezin sinklinal tē Shushicēs, brezin antiklinal tē Kurveleshit dhe brezin sinklinal tē Memaliajt,
- Nēnzona perēndimore (Çikēs) pērfshin brezin sinklinal tē Dukatit dhe brezin atiklinal tē Çikēs–Tragjasi (Ndreko Dh., 2016).

Gjatë punimit për realizimin e këtij studimi, rëndësi do ti kushtohet përcaktimit të modelit gjeologo-tekonik të rajonit Kreshpan–Patos–Verbas, pjesës me veriore të nënzonës së Kurveleshit. Vrojtimet fushore të kryera në terren, studimi i literaturës dhe i materialeve faktikë të marra nga një numër i madh i puseve të shpuar si dhe të dhënave të punimeve sizmike 3D, kanë ndihmuar për të dhënë modelin gjeologo–tekonik të këtij rajoni.

Nënzona e Kurveleshit karakterizohet nga një numër i madh strukturash me drejtim përgjithësisht veriperëndim–juglindje, të njëjtin drejtim ruajnë edhe strukturat e vargjeve strukturor të Hekal–Patos–Verbas dhe Cakran–Kreshpan, që gjenden në rajonin e studimit (Bakia H., et al., 1985). Këto vargje strukturore ndahen nga njëri–tjetri nga sinklinali Mollaj – Mbrostarit.

Sipas (Sadiku Y., 1991) në nënzonën e Kurveleshit strukturat antiklinale nga jugu në drejtim të veriut zbresin në hipsometri si rezultat i interferimit të thyerjeve tektonike tërthore me ato gjatësore. Struktura antiklinale e Patos–Verbasit që është dhe struktura më veriore e kësaj nënzona, në kontaktin më Ultësirën Pranë Adriatike zhytet shumë. Zhytja e strukturave në drejtim të veriut sipas (Sadiku Y., 1991) mendohet së bëhet nga prania e thyerjes tektonike tërthore Vlorë–Elbasan.

5.2 Vargu strukturor Hekal–Patos–Verbas

Vargu strukturor Hekal–Patos–Verbas takohet në pjesën lindore të linjës strukturore të Cakran–Kreshpan. Kjo linjë strukturore fillon në krahun perëndimor të antiklinalit të Kremenarës dhe zhvillohet drejt veriut në Ballsh, Hekal dhe Patos – Verbas.

Nga jugu në drejtim të veriut ndërtohet nga strukturat antiklinale të Hekalit, Ballshit dhe Patos–Verbasit. Në sipërfaqe dallohen vetëm krahët e strukturës antiklinale të Ballshit dhe Hekalit që ndërtohen nga depozitimet flishore të Oligocenit, ndërsa struktura antiklinale e Patos–Verbasit mbulohet nga depozitimet mollasike të Neogjenit. Strukturat e këtij vargu strukturor vendosen në mënyrë lineare dhe ndahen midis tyre me qafa ndarëse.

Struktura antiklinale e Ballshit mbulohet tërësisht nga flishi ndërsa struktura antiklinale e Patos–Verbasit në bazë të puseve Ver-3, Zharrza-2, Ma-1 (Figura 5-3) mbulohet pjesërisht nga flishi dhe erodohet deri në nivelin e Kretës së poshtme. Erodimi i strukturës antiklinale të Patos - Verbasit dallohet qartë edhe në profilet sizmike T–301, T–401, L – 401 (Figurat 5-6,5-8 dhe 5-9). Puset e shpuar në zonën jugore (Mollas-33, Ballsh-12, Ballsh-1, 661, 626, Ver-3) dhe sizmika 3D në pjesën veriore të rajonit të studimit faktojnë se i gjithë vargu strukturor Hekal–Patos–Verbas ka asimetri perëndimore dhe është i komplikuar me thyerje tektonike (Figura 5-12).

Struktura antiklinale e Ballshit ka formën e një kupole ku krahu lindor ka kënd 20° , ndërsa krahu perëndimor është i pjerrët, i përmbysur dhe i komplikuar nga thyerje tektonike, ndërsa periklinali jugor zhytet me kënde 45° . Antiklinali i Ballshit ka përmasa 6 x 5 km dhe me amplitudë 1400m (Gjoka M., Muska K., et al., 2003). Drejtimi i strukturës

antiklinale të Ballshit është jug-juglindje dhe veri-veriperëndim. Amplituda e mbihypjes në drejtim të perëndimit shkon nga 300 deri në 400m.

Në strukturën antiklinale të Patos–Verbasit vërehen tre ngritje erozionale e Zharzës, Kallm–Verisë dhe e Kolonjës (Figura 5-2, 5-6). Në bazë të puseve Fier–3, Ver–3, Be–2 (Figura 8-6) vërehet që krahu lindor ka kënd rënie 35° dhe zhytet drejt lindjes, kurse krahu perëndimor është i pjerrët i përmbysur dhe i komplikuar me thyerje tektonike. Periklinali jugor zhytet me kënd $10-15^{\circ}$ dhe në drejtim të zhytjes ka edhe një ondulim të vogël me amplitudë rreth 100m dhe me një qafë ndarëse kalohet në periklinalin verior të strukturës antiklinale të Ballshit. Periklinali verior i strukturës antiklinale të Patos–Verbasit ka kënd 10° .

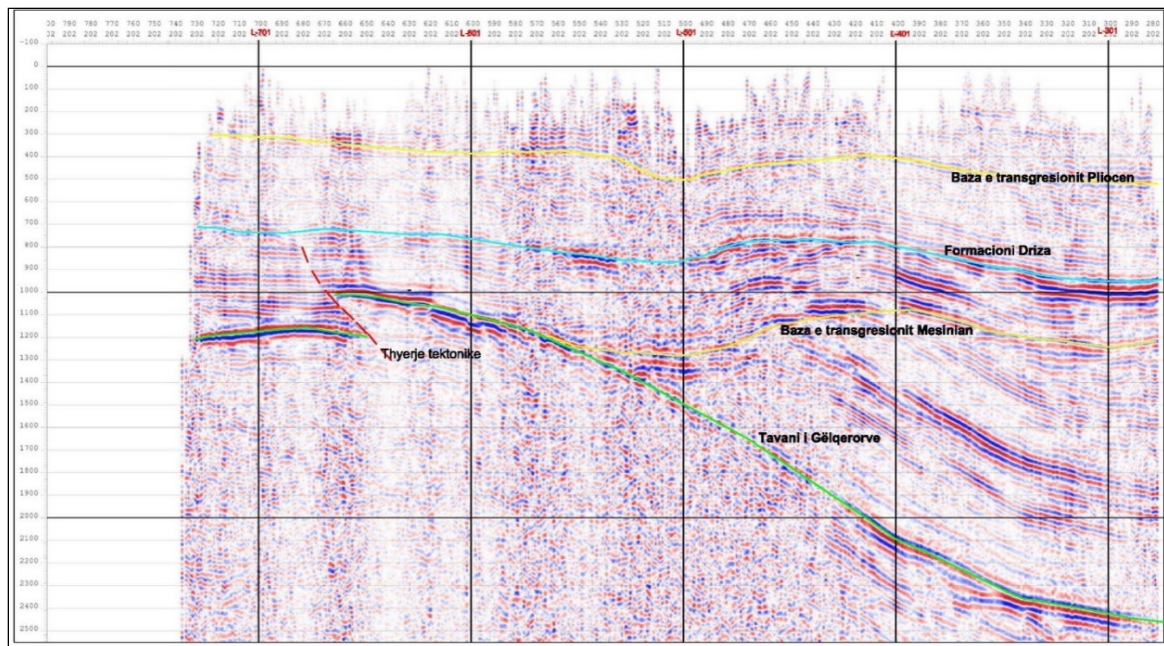


Figura 5-2: Profil sizmik T-201 ku vërehen ngritjet erozionale

Antiklinali i Patos–Verbasit është një strukturë me përmasa të mëdha, ku në pjesën qendrore ka një gjerësi prej 8 km, periklinali jugor ka gjerësi 4km dhe ai verior 5 km. Amplituda e qafës ndarëse në pjesën jugore është 1000m ndërsa me sinklinalin e Roskovecit në lindje është rreth 5km (Çobo L., 2002). Depozitimet flishore kanë përhapje të madhe në krahun lindor e në periklinalin jugor ndërsa në periklinalin verior kanë përhapje më të vogël.

Në profilet sizmike 3D dallohet qartë se duke kaluar nga depozitimet karbonatike në perëndim në depozitimet flishore në lindjes formohet shkalla erozionale e Kuman–Jagodinës. Nisur nga të dhënat e profilit sizmik T–301 (Figura 5-6) në krahun lindor ka disa thyerje tektonike ndërformacionale që zhyten drejt lindjes.

5.3 Vargu strukturor Cakran-Kreshpan

Vargu stukturor Cakran–Kreshpan ndodhet në jugperëndim të strukturës antiklinale të Patos–Verbasit dhe në veriperëndim të strukturës antiklinale të Ballshit. Pra është një linjë strukturore më në perëndim të linjës strukturore Hekal – Patos – Verbas (Gjoka M., et al., 1986). Sipas (Dalipi H., et al, 1976) dhe (Janopulli V .,et al, 1983) kjo linjë stukturore përbëhet nga antiklinali i Cakranit në jug dhe antiklinali i Kreshpanit më në veri. Antiklinali i Cakranit në sipërfaqe ndërtohet nga depozitimet flishore mollasike me moshë nga Oligoceni i sipërm deri në Serravalian (Naço P., 1999). Kjo strukturë antiklinale ka shtrirje gjatësore rreth 12 km (Shteto Th., Naço P., 1983). Sipas (Naço P., 1989) dhe (Prrenjasi E., Naço P., 1984) krahu lindor i antiklinalit të Cakranit për depozitimet nga Burdigaliani deri në Seravalian vijonë normalisht deri në qendër të sinklinalit të Ballshit. Pra për këto nivele e depozitimesh që zbulohen në sipërfaqe kemi të bëjmë me një strukturë antiklinale flishore që emërtohet antiklinali flishor i Cakranit. Për nivele më të vjetra të depozitimeve flishore kemi të bëjmë me strukturat antiklinale të Ballshit dhe e Cakranit.

Antiklinali i Cakranit duke u nisur nga të dhënat e puseve të shpuar dhe të dhënat e profileve sizmike, fillon në krahun lindor të strukturës së antiklinale të Selenicës dhe ngrihet drejt veriut (Figura 5-3), ku thellësia me e cekët e kësaj strukture është rreth 2673m në zonën e puseve Cakran-20 dhe Cakran-58.

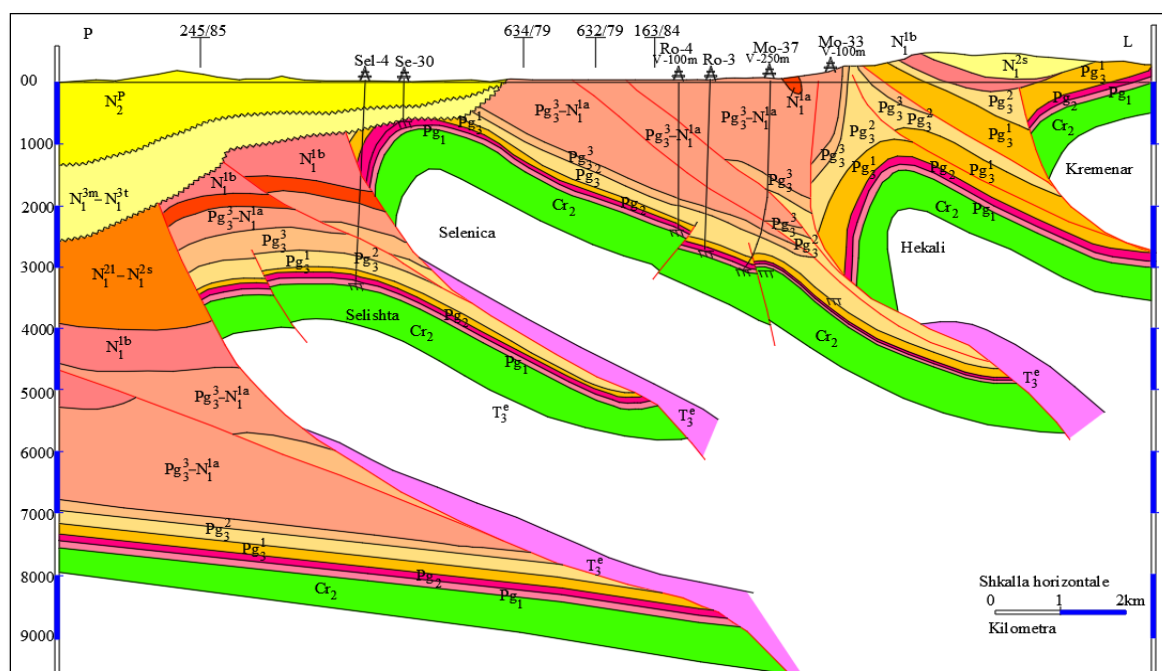


Figura 5-3: Profil gjeologo–gjeofizik në jug të rajonit të studimit ku tregohet zanafilla e strukturës së Cakranit dhe marrëdhënia me linjën tjetër strukturore Hekal–Patos–Verbas me në lindje (Ndreko Dh., 2016).

Në veri të antiklinalit të Cakranit formohet struktura antiklinale e Kreshpanit, që në sipërfaqe ndërtohet nga depozitimet flishore të Oligocenit, ndërsa në pjesën më veriore mbulohen transgresivisht nga depozitimet e Burdigalianit e më të reja. Pjesa kulmore dhe krahët perëndimor të strukturës antiklinale të Kreshpanit, maskohen nga mbihypja e këtyre depozitimeve nëpërmjet thyerjeve tektonike ndërformacionale (Figura 5-4). Në sipërfaqe nuk dallohet qartë ndarja midis antiklinalit të Cakranit dhe Kreshpanit si dhe periklinalit jugor që mbulohet nga depozitimet e Kuaternarit ndërsa më në veri të pusit Ca-46 vargu mbulohet nga depozitimet Neogjenike. Në përgjithësi strukturat e këtij vargu strukturor janë të vendosura në vazhdim të njëra-tjetrës në formë të një linje. Ato ndahen me qafa ndarëse shumë të lehta e pa thyerje tektonike (Ndreko Dh., 2016). Për efekt të lëvizjes së flishit drejt perëndimit si rezultat i mbihypjes së vargut më lindor, kulmet e strukturave për nivele të karbonateve kanë spostim të theksuar drejt lindjes (Figura 5-4). Antiklinali i Kreshpanit në perëndim kufizohet me një thyerje tektonike që pret depozitimet karbonatike dhe maskohet nga depozitimet e kateve Burbigalian–Tortonian. Kjo strukturë është takuar nga pusët Kr-2 dhe 3 (Figura 5-4) dhe kulmi i saj është shumë i ngushtë rreth 200-300m me një kat naftëmbajtës shumë të vogël. Sipas profileve sizmik kjo strukturë zhytet drejt veriut dhe spostohet në drejtim të lindjes ku maskohet nga mbihypja e strukturës së Patos-Verbasit. Nuk përjashtohet mundësia që dhe kjo strukturë të jetë e shplarë nga depozitimet e katit Tortonian drejt veriut (Figura 5-4). Si rezultat i orogjenezës janë shkaktuar edhe thyerjet tektonike që takohen në krahët perëndimore e lindor të strukturave edhe që janë thyerje ndërformacionale. Amplituda e thyerjes ndërformacionale lindore e këtij vargu strukturor rritet nga jugu në drejtim të veriut (Figura 5-4).

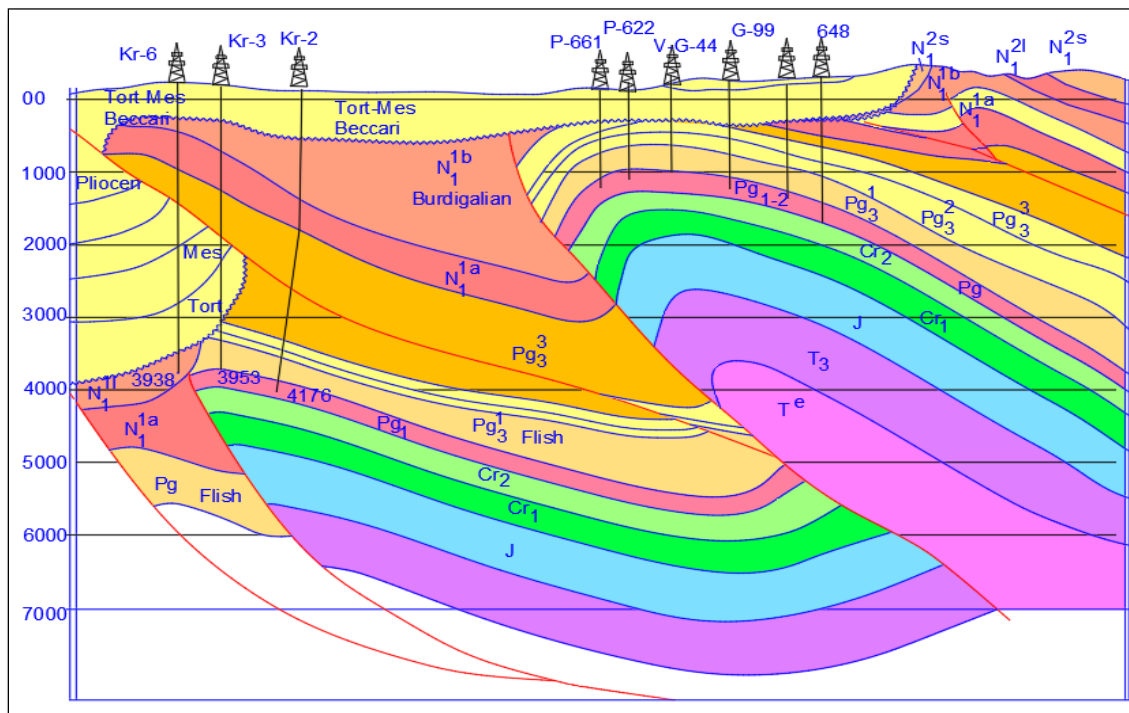


Figura 5-4 Profil gjeologjik në rajonin Kreshpan - Visokë

5.4 Modeli gjeologo – tektonik i rajonit

Studimet e kryera më parë dhe të dhënat e profileve sizmike 3D tregojnë, se rajoni i studimit ka ndërtim të qartë dy katësor. Kati i sipërm strukturor vendoset në mënyre transgresive mbi strukturat e katit të poshtëm strukturor. Thyerjet tektonike gjatësore dhe ato tërthore, të vjetra dhe të reja kanë ndikuar në konfigurimin e modelit gjeologo – tektonik të rajonit Kreshpan–Patos–Verbas.

5.4.1 Modeli gjeologo – tektonik i katit të poshtëm strukturor

Në katin e poshtëm strukturor vërehen disa familje të thyerjeve tektonike që i përkasin fazave si të riftëzimit (të hapjes) dhe të mbas riftëzimit (të kolizionit).

5.4.1.1 Thyerjet tektonike të riftëzimit (hapjes)

Në kapitullin e stratigrafisë kemi shpjeguar se depozitimet sedimentare në vertikalisht ndërtohen nga alternime nivelesh shkëmbinjësh të cilët sillen “kopetent ose rixhid” duktil siç është formacioni karbonatik dhe jokopetent “të rrjedhshëm” lubrifikues siç janë evaporitet dhe prerja terrigjene. Të cilët gjatë zhvillimit gjeologjik kanë ndikuar në lindjen e thyerjeve tektonike gjatësore dhe tërthore. Thyerjet tektonike normale të formuara gjatë procesit të hapjes nga Liasi i sipërm e i mesëm deri në Kretë (Roure F, Nazaj Sh, et al, 2004) kanë luajtur një rol të rëndësishëm në modelin strukturor të rajonit Kreshpan–Patos–Verbas. Thyerjet tektonike të vjetra normale kanë vazhduar aktivitetin e tyre gjatë kohës kur buzina Albaneze (mikroplaka e Adrias buzina lindore e saj) ka qenë një buzinë pasive. Më pas pasi fillon orogjeneza, disa prej këtyre thyerje tektonike fillojnë të ndryshojnë drejtim, pra të kthehen në lart rrëshqitje, sepse në këto vende është rezistenca më e vogël në prerje (Sadiku Y., 1991).

Në vërtetimet gjeologjike fushore vërehet se thyerjet e vjetra normale nuk janë uniforme dhe pafund, në shtrirje ato ndryshojnë amplitudën e tyre dhe interferohen me thyerje të vjetra tërthore dhe gjatësore. Interferimi i tyre bën që ato të zvogëlojnë amplitudën e tyre në drejtimin fillestar dhe të vazhdojnë në thyerjen tjetër që interferohet me të (Sadiku Y., 1991).

Nga punimet gjeologjike fushore të kryera në nënzonën e Kurveleshit, sidomos në rajonin e Bënçës si duket dhe në Figurën 5-5, kam vërejtur disa thyerje tektonike normale gjatësore dhe tërthore. Këto thyerje tektonike venë në kontakt depozitimet e Liasit të poshtëm e të mesëm (që i përkasin facies neritike) me depozitimet karbonatike duke filluar nga kati Toarian deri në Kretak të poshtëm. Këto depozitime vendosen me onlap mbi depozitimet e Liasit të poshtëm dhe të mesëm.

Përgjithësisht drejtimi i thyerjeve tektonike të kohës së riftëzimit është afërsisht veri - jug me azimut 310° - 130° dhe perëndim-lindje me drejtim 260° - 80° (Figura 5-5).



Figura 5-5: Kontakti midis depozitimeve të Liasit të poshtëm e të me depozitimet karbonatike nga Toariani deri në Kretak të poshtëm (Bëncë Dh. Ndreko)

Duke analizuar profilin sizmik T-301 (Figura 5-6) nga piketa 510 deri në piketën 590 në thellësinë mbi 2.6 sek mendoj se janë të pranishme edhe në strukturën e Patos – Verbasit këto thyerje tektonike. Në këtë sektor përgjithësisht duket qartë se facia sizmike është kaotike nuk ka reflektime e cila përkon me depozitimet neritike, kurse në lindje të piketës 510 duket qartë se paralel me tavanin e gëlqerorëve vërehen një sërë reflektimesh të cilat përkojnë me facien pellagjike. Trashësia e këtyre reflektimeve është rreth 500-600 milisekonda (Figura 5-6). Këto refletime nuk vazhdojnë më në perëndim prandaj mendoj që në pjesën perëndimore duhet të kemi të bëjmë me facien para riftëzimit (që i përketë facies neritike).

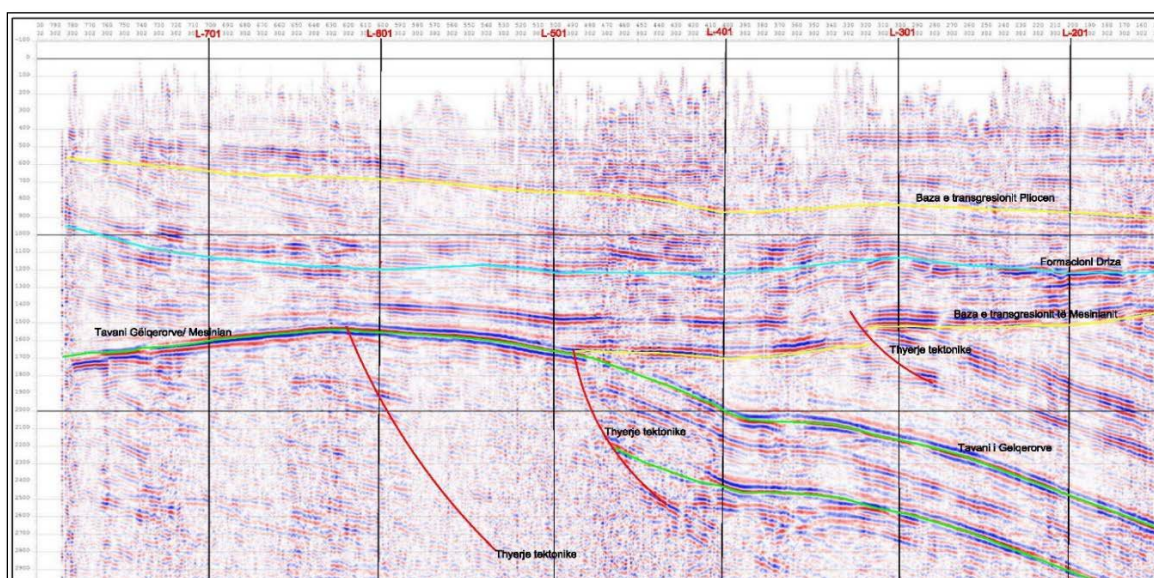


Figura 5-6: Profili sizmik T - 301

5.4.1.2 Thyerjet tektonike të strukturimit

Thyerjet tektonike të vjetra kanë vazhduar aktivitetin e tyre edhe gjatë kohës kur buzina Albaneze (mikroplaka e Adrias buzina lindore e saj) ka qenë një buzinë pasive. Më pas pasi fillon orogjeneza disa prej këtyre thyerje tektonike fillojnë të ndryshojnë drejtim pra të kthehen në lart rrëshqitje, sepse në këto vende është rezistenca më e vogël në prerje.

Sipas (Sadiku Y., 1991) (Roure F, Nazaj Sh, et al, 2004) thyerjet e vjetra inversohen, gjykuar mbi ndryshimet e trashësisë së prerjes sedimentare. Strukturat më në lindje kanë një prerje sedimentare me trashësi më të madhe se ato më në perëndim. Thyerjet tektonike të strukturimit në rajonin në studim vërehen në perëndim të linjës strukturore Cakran–Kreshpan si dhe në perëndim të linjës strukturore Hekal–Patos–Verbas.

Thyerja e vjetër strukturuese perëndimore e strukturës së Patos-Verbasit ka amplitudë maksimale në pjesën veriore në zonën e pusit Ver-3, kurse në jug ajo interferohet me thyerjen tektonike të strukturës së Kremenarës dhe mendojmë se zvogëlon amplitudën e saj (Figura 5-3). Struktura e Cakran–Kreshpanit ka amplituden maksimale në pjesën veriore në zonën e puseve të Kr-2 dhe 3 dhe e zvogëlon amplitudën në drejtim të jugut në momentin që interferohet me thyejen e strukturës së Selenicës (Figura 5-3) ku ka zanafillën e lindjes kjo linjë strukturore. Krahu perëndimor i strukturës së Patos–Verbasit është i pjerrët, i vërtetuar me anë të puseve dhe të dhënave sizmike dhe shkëputet tektonikisht. Sipas të dhënave të puseve Ver- 3, 695, 655 të cilët kanë takuar këtë thyerje tektonike, i pari kalon nga depozitimet karbonatike të Triasikut në ato të Hatian–Akutanianit dhe dy pusët e tjerë nga depozitimet flishore të Oligocenit të mesëm me ato të Burdigalianit dhe Akutanianit respektivisht (Figura 5-7) (Ndreko Dh., 2016).

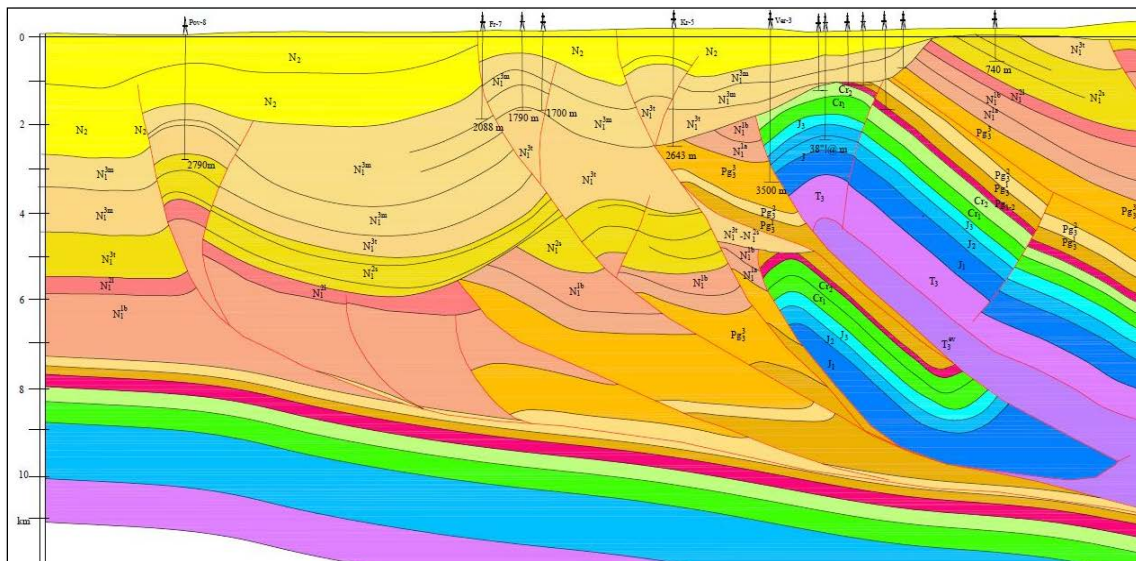


Figura 5-7: Profil gjeologjiko – gjeofizik ku duken marrëdhëniet midis njësive strukturore (Ndreko Dh., 2016).

Thyerja tektonike strukturuese perëndimore e strukturës antiklinale të Patos–Verbasit duke u nisur nga të dhënat e pusit Ver-3 nuk prek depozitimet e katit Burdigalian si duket edhe në figurën 5-7. Njëkohësisht duke interpretuar profilet sizmik 3D, T-301 dhe T- 401 (Figurat 5-6, 5-8) si dhe disa të dhëna pusesh shikohet qartë se reflektimi i fortë që përkon njëkohësisht me tavanin e gëlqerorëve dhe bazën e transgresionit të katit Mesinian vazhdojnë edhe drejt perëndimit deri në fundin e profilit T-301 (Figura 5-6).

Kjo të le përshtypjen se tavanin e gëlqerorëve vazhdon në drejtim të perëndimit. Por duke analizuar tablonë e reflektimeve nën këtë reflektim të fort në kohën nën 1.9 sek, shikojmë se në perëndim të piketës 520 të profilit T-401(Figura 5-8) tabloja e reflektimeve është me rënie lindore. Njëkohësisht këto reflektime kanë amplitudë më të vogël.

Në lindje të të njëjtës piketë të profilit T-401 vërehen një sërë reflektimesh që janë paralele me njëra tjetrën dhe me amplitudë më të madhe. Nisur nga kjo, këto reflektime sizmike nuk janë vazhdimë të njëri-tjetrit, por midis tyre kalon një thyerje tektonike që ndan depozitimet karbonatike në lindje me ato terrigjene në perëndim (Figura 5-8).

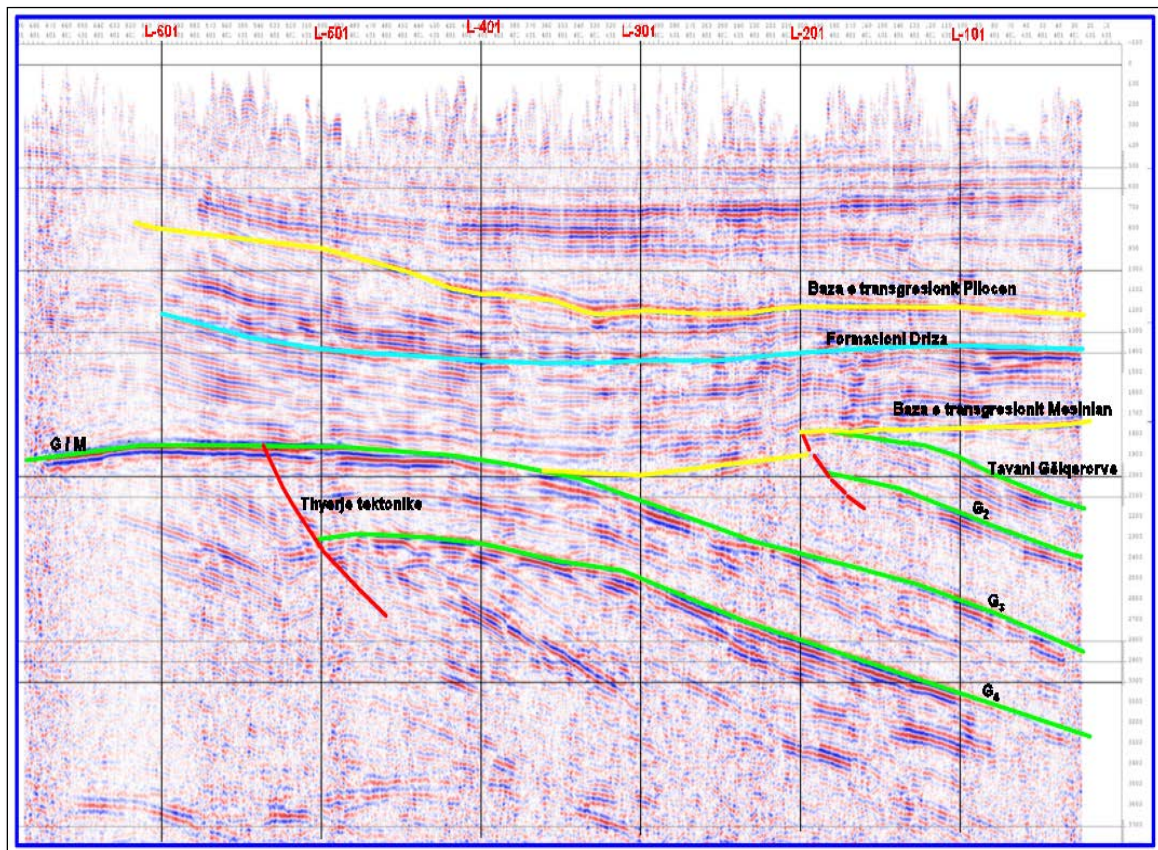


Figura 5-8: Profil sizmik T - 401

Kjo thyerje tektonike e strukturimit që kufizon strukturën e Patos–Verbasit në perëndim shikohet që nuk i pret reflektimet e forta të kohës 1.9 sek, që i përkasin në lindje

tavanit të gëlqerorëve dhe bazës së trangresionit të Mesinianit, kurse në perëndim i përkasin vetëm bazës së transgresionit të Mesinianit.

Kjo thyerje tektonike nuk është me aktive gjatë dhe mbas kohës së katit Mesinian, është inaktive. Kjo tregon se këto thyerje tektonike e kanë pasur aktivitetin e tyre vetëm gjatë kohës së katit Burdigalian dhe më pas fronti i orogjenit është zhvendosur më në perëndim dhe në një plan me të thellë (Figura 5-7).

Thyerja tektonike strukturuese perëndimore drejt veriut merr një kthesë në drejtim të verilindjes, duke bërë të mundur ndërprerjen e strukturës së Patos–Verbasit për nivelin e karbonateve. Kjo thyerje tektonike strukturore, përkon me gjurmën e thyerjes së madhe tërthore Vlorë–Elbasan–Dibër (Ndreko Dh., 2016).

Përsa i përketë amplitudes të kësaj thyerje tektonike, të dhënat e puseve dhe profilet sizmike 3D tregojnë se ajo rrit amplitudën e saj zhvendosëse nga jugu drejt veriut. Ku amplitudën maksimale e ka në veri të strukturës së Patos–Verbasit (Figura 5-7 dhe 5-6).

Thyerjet tektonike të strukturimit në këtë rajon ndahen në dy segmente. Në segmentin e parë nga sipërfaqja në drejtim të thellësisë ku kanë kënd më të madh se 60^0 dhe ndonjë rast është edhe e përmbysur kurse segmenti i dytë ka kënd $10^0 - 15^0$ ose gati paralel me shtresëzimin (Figurat 5-7 dhe 5-8). Këto thyerje tektonike lidhen kryesisht me horizontet lubrifikuese si kriprat, shistet. (Sadiku Y., 1991)

5.4.1.3 Thyerjet tektonike ndërformacionale

Nisur nga të dhënat e sipërfaqes, të puseve të shpuar dhe të sizmikës 3D dallohen qartë disa tipe të thyerjeve tektonike ndërformacionale në nënzonën e Kurveleshit. Në rajonin Kreshpan–Patos–Verbas takohen thyerje tektonike të cilat vendosin në kontakt depozitimet terrigjene të krahëve lindor të strukturave karbonatike. Këto thyerje vërehen qartë në krahët lindor të të gjitha strukturave në rajonin Kreshpan–Patos–Verbas (Figurat 5-7 dhe 5-9).

Këto thyerje tektonike në disa raste takohen dhe në kontakt midis gëlqerorëve dhe depozitimeve flishore, por takohen edhe brënda depozitimeve flishore (Figura 5-3). Një thyerje e tillë është thyerja tektonike në lindje të strukturës së Patos–Verbasit ku në profilin T-301 (Figura 5-6) rreth piketës 300 takohet një thyerje e tillë me amplitude 100 milisekonda. Kjo thyerje tektonike prek bazën e transgresionit të Mesinianit gjithashtu mendoj se prek edhe formacionin Driza më sipër.

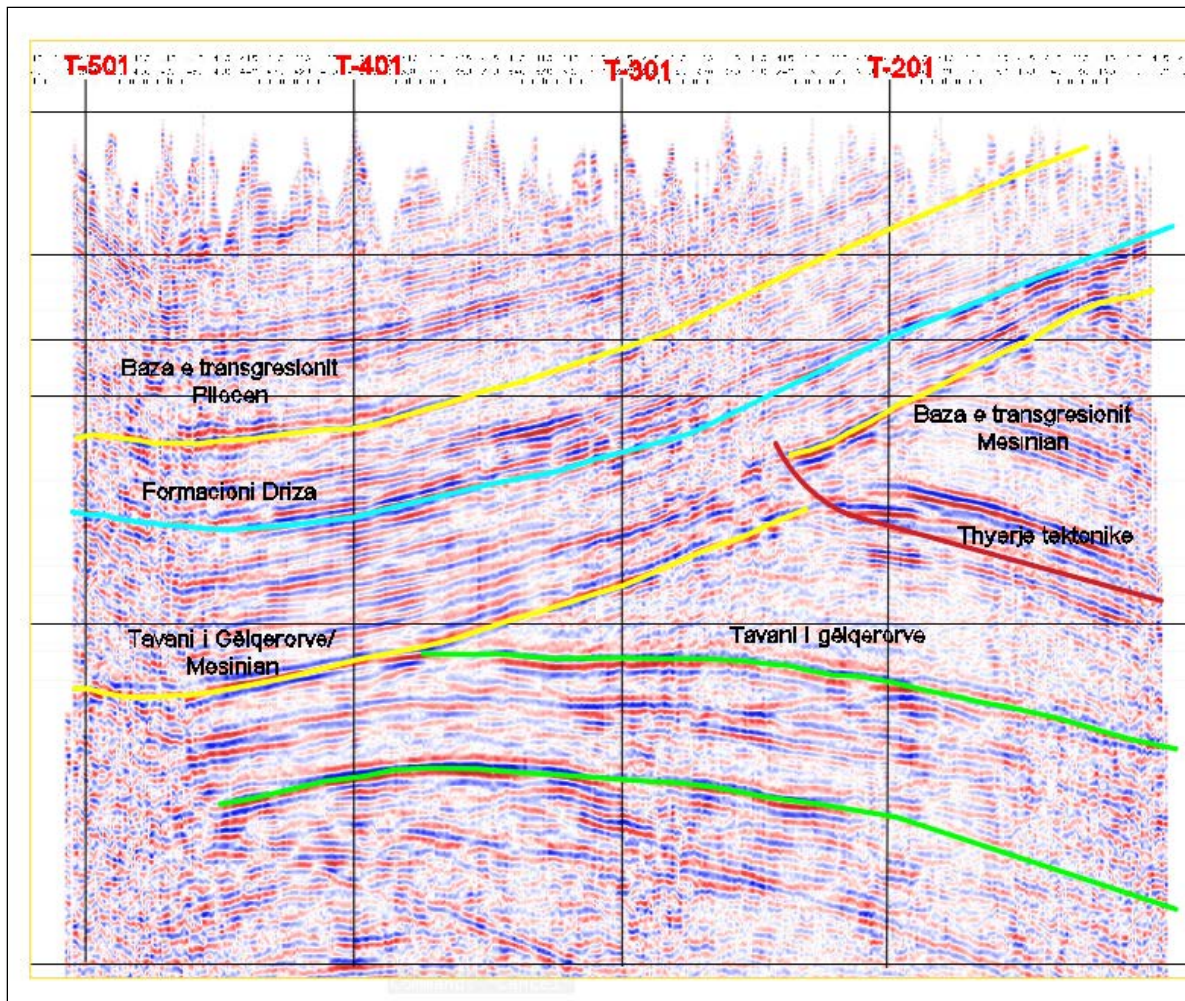


Figura 5-9: Profil sizmik L - 401

Thyerjet tektonike ndërformacionale takohen edhe në perëndim të strukturës së Patos–Verbasit. Kjo thyerje tektonike e krahut perëndimor ka rënie lindore me kënd 35-40° (Ndreko Dh., 2016). Në profilet sizmik duket fare qartë që kjo thyerje tektonike prek edhe depozitimet e katit të sipërm tektonik, pra është e formuar pas Mesinianit e Pliocenit (Figura 5-7).

Në pusin Ardenica-18 kjo thyerje tektonike në thellësin 5100m kalon nga depozitimet flishore të Oligocenit të poshtëm në depozitimet e katit Tortonian, po ti referohemi profilin sizmik L-401 të cilin e kemi interpretuar si në figurën 5-10.

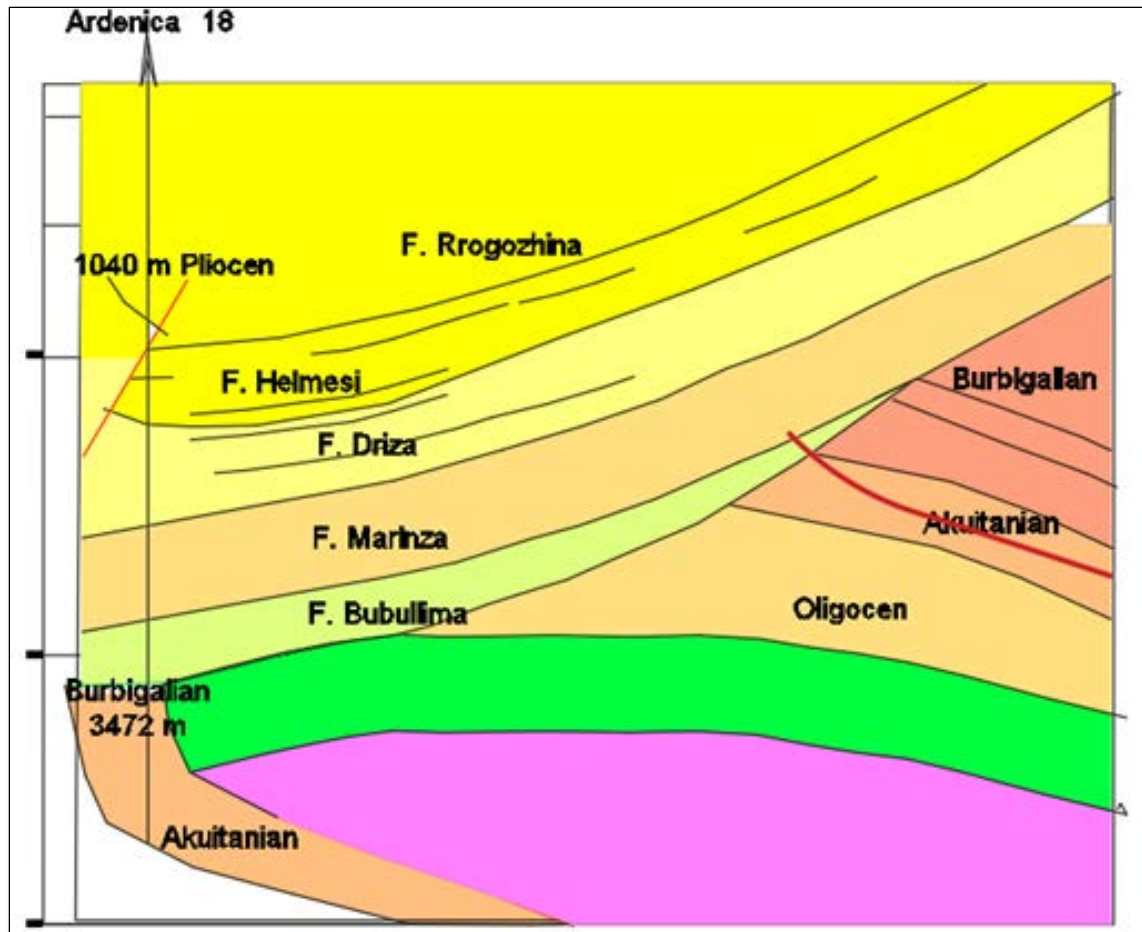


Figura 5-10: Interpretimi gjeologjik i profilin sismik L-401

Kjo thyerje tektonike nuk përputhet ose të imitojë thyerjen e vjetër të gëlqerorëve në krahun perëndimor të strukturës së Patos–Verbasit por është një front i ri më i thellë dhe më në perëndim (Figura 5-11) (Ndreko Dh., 2016). Kjo tregon që fronti i orogjenit zhvendoset më në perëndim. Gjurma e kësaj thyerje ndërformacionale vjen duke u zhytur nga jugu në drejtim të veriut. Pëgjithësisht si rezultat i ngjeshjes (Orogjenezës) lindin dhe thyerje me mbihypje me drejtim të kundërt nga perëndimi drejt lindjes dhe formohen struktura tip “lule” si në figurat 5-7 dhe 5-11.

Mbas fillimit të fazës të Burdigalianit zhvendosja e strukturave pothuase nuk bëhet më sipas thyerjeve të vjetra të gëlqerorëve por sipas një plani të ri më në perëndim me kënde më të vegjël dhe më të butë, balli i të cilit degëzohet në disa plane më të vegjël që bashkohen drejt thellësisë (Figura 5-7).

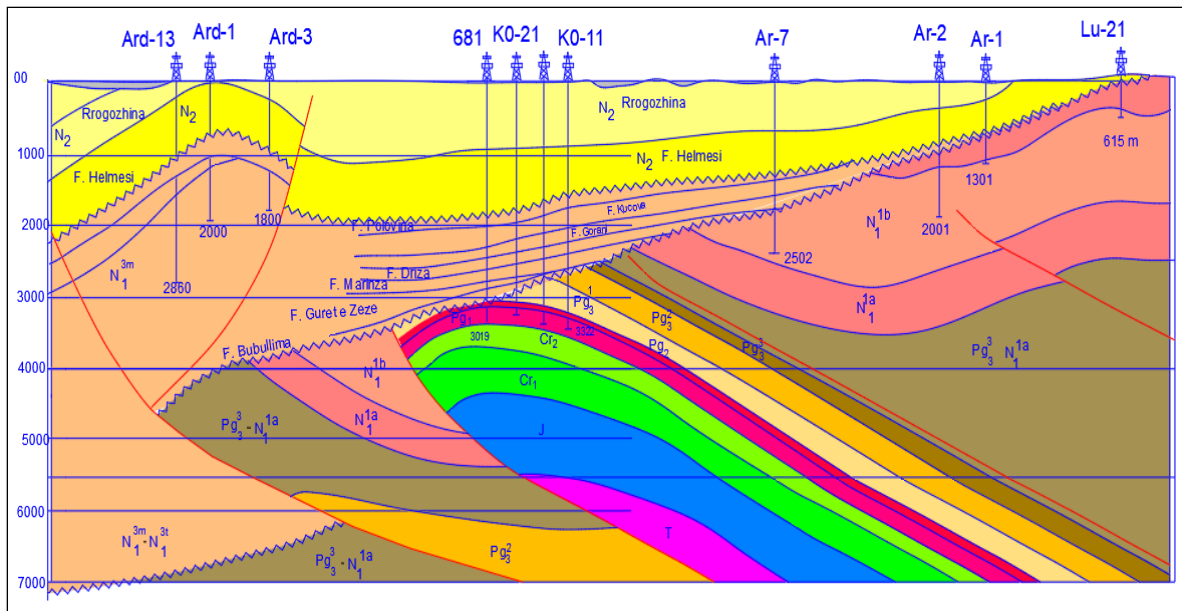


Figura 5-11 Profil gjeologo–gjeofizik në veri të rajonit të studimit ku duket vendosja transgresive e katit të sipërm strukturor

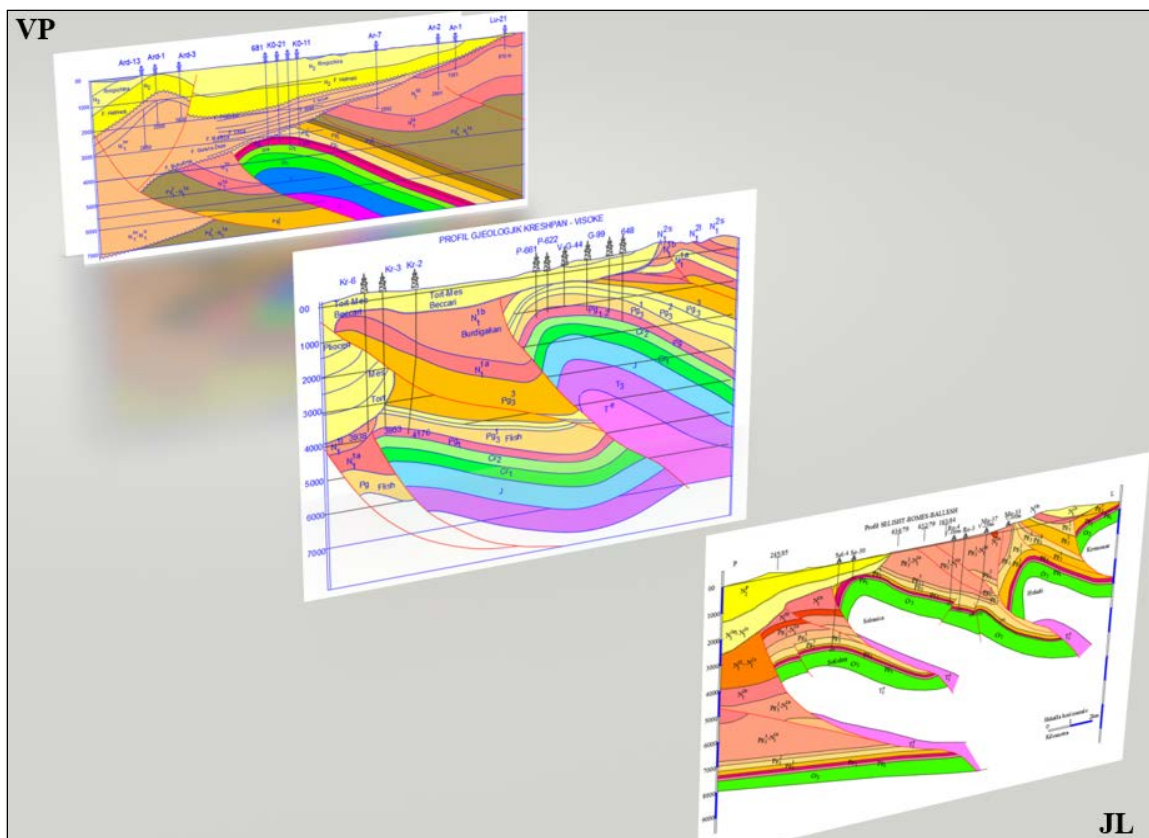


Figura 5-12: Vazhdimësia e strukturave të vargjeve strukturor Hekal – Patos – Verbas dhe Cakran - Kreshpan nga JL në drejtim të VP

5.4.2 Modeli gjeologo – tektonik i katit të sipërm strukturor

Vrojtimit gjeologjike fushore, punimet sizmike 2D dhe 3D dhe pusët e shpuar në të gjithë zonën e studimit na mundësojnë të dhëna të mjaftueshme për të gjykuar mbi ndërtimin gjeologo–tektonik të katit të sipërm strukturor. Stratigrafikisht përfaqësohet nga depozitime të Neogenit nga Serravalian deri Pliocen të përfshirë, të cilat vendosen transgresivisht mbi depozitimet e katit të poshtëm strukturor (Figurat 5-11 dhe 4-9). Këto depozitime zhyten në drejtim të veriut dhe lindjes me kënde zakonisht 15-25°, duke krijuar monoklinalin e Patos–Marinzë–Kolonjë që ka shtrirje juglindje-veriperëndim, hundën strukturale të Krapsit në perëndim si dhe sinklinalin ndërmjetës të Lalësit (Gjoka M., et al , 2001) (Figurat 5-13 dhe 5-11). Të dhënat e mbledhura nga interpretimi i punimeve sizmike 3D dhe pusët e shpuar, tregojnë se kati i sipërm strukturor ka ndërtim tektonik relativisht të qetë, nëse do ta krahasojmë me katin e poshtëm strukturor (Ndreko Dh., 2016).

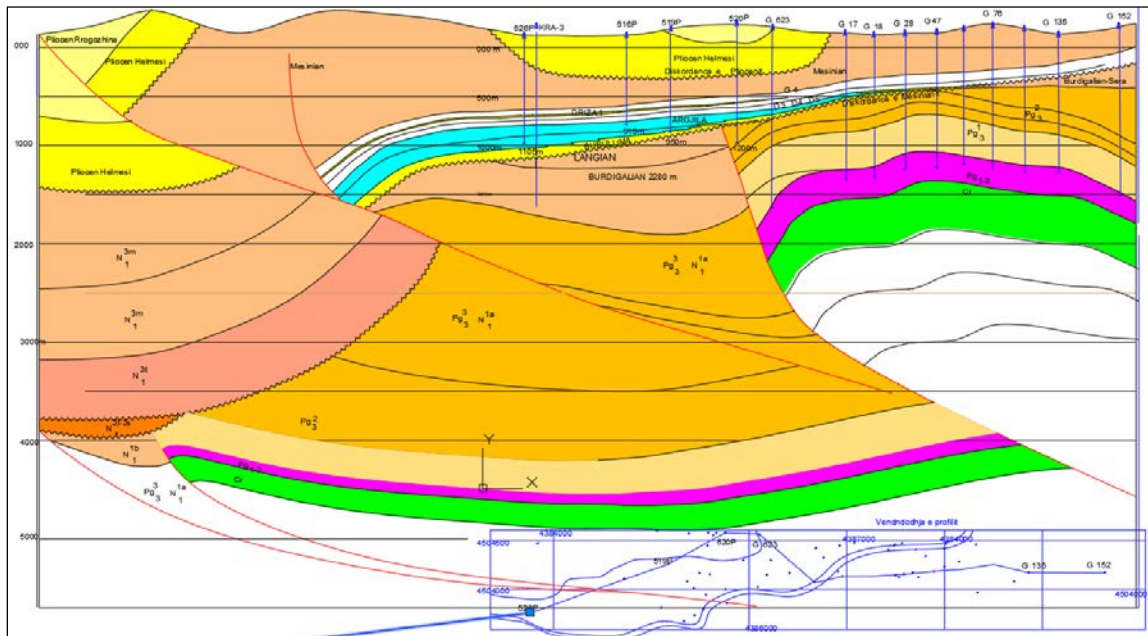


Figura 5-13: Profil gjeologo- gjeofizik ku duket marrëdhënia e katit të sipërm me katin e poshtëm tektonik

Monoklinali i Patos–Marinzë–Kolonjës ka renie të përgjithshme veri–veriperëndimore dhe ndërtohet nga depozitimet e katit Mesinianit dhe më të reja. Këto depozitime nga poshtë lart përfaqësohen nga formacionet Bubullima, Gurët e zesë, Marinza, Driza, Gorani, Kuçova dhe Polovina si dhe depozitimet e katit Pliocen. Këto formacione vendosen transgesivisht mbi gëlqerorët e eroduar të strukturës antiklinale të Patos–Verbasit (Figura 5-11). Forma e sipërfaqes së shplarë, pjesërisht në formën e gjireve (Figura 5-6) dhe faktorë të tjerë kanë kushtëzuar dhe kurthëzimin e naftës dhe formimin e shtratimeve të naftës në këto depozitime (Ndreko Dh., 2016). Këto formacione nga perëndimi në lindje pykëzohen statigrafikisht në ngritjen erozionale të Zharrzës e në shkallën e Kuman-Jagodinës, gjithashtu pjesërisht kalojnë ngritjen erozionale të Zharrzës dhe një gjë e tillë duket qartë

në profilet sizmike (Figura 5-6). Këto formacione shtrihen transgresivisht edhe mbi depozitimet e sinklinalit të Rroskovecit më në lindje (Ndreko Dh., 2016). Nga interpretimi i punimeve sizmike 3D vihet re prania e disa thyerjeve tektonike me amplitudë të vogël.

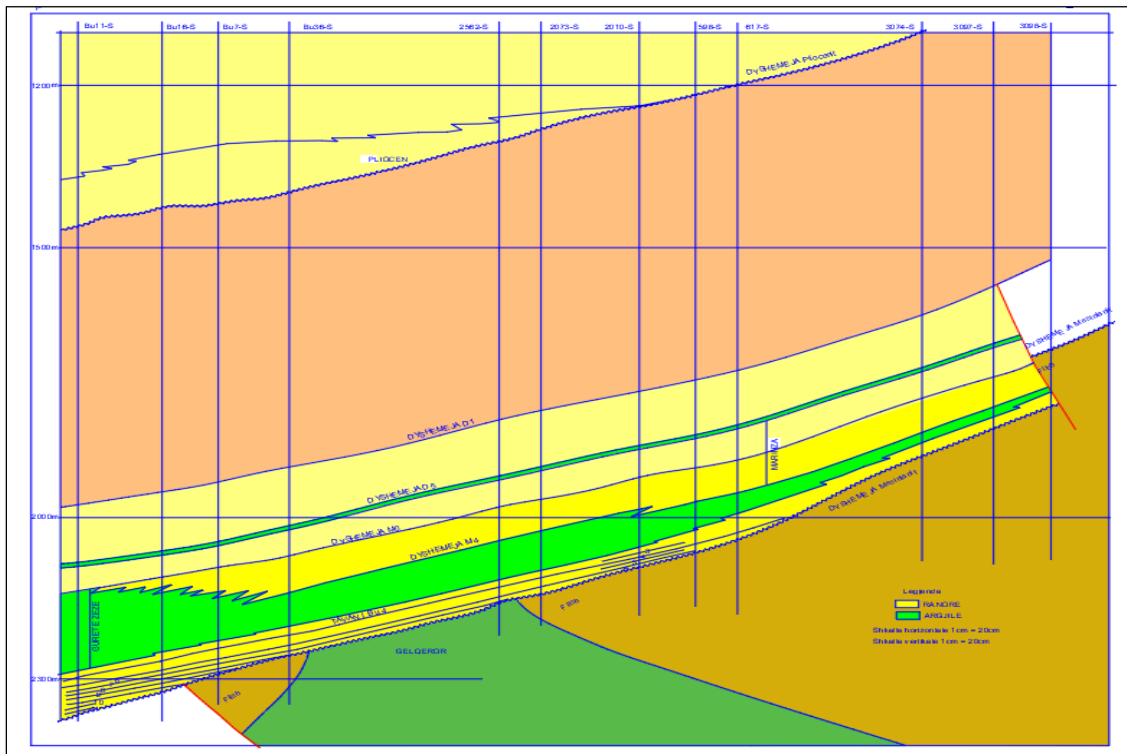


Figura 5-14: Profil gjeologjik tërthor P-L ku vërehet vendosja me “onlap” e formacionit Bubullima mbi gëlqerorët e eroduar të strukturës së Patos-Verbasit

Për monoklinalin e Patos–Marinzë–Kolonjës është karakteristike se konturet e përhapjes së pykëzimeve litologo–stratigrafike të shtresave naftëmbajtëse të gjireve dhe formacioneve litologjike nuk janë në përputhje me izolinjat e hartave strukturore që kanë zhytje graduale e të vazhdueshme në drejtim të jug–perëndimit (Ndreko Dh., 2016).

Kjo veçori që lidhet me ndryshim e planit strukturor të depozitimeve të Mesinianit gjatë kohës së Pliocenit, ka kondicionuar dhe riformimin dhe hapjen e gjireve dhe bashkë me ta edhe të kurtheve. Nga kjo pikëpamje rezervuarët kolektorë të gjirit të Patosit dalin në sipërfaqe dhe duke u zhytur pykëzohen në ngritjen erozionale të Zharrzës (Figura 5-15) (Ndreko Dh., 2016).

Në nivelet e formacionit Driza vihet re një valëzim i lehtë me drejtim perëndim–lindje, kur kjo ngritje në perëndim ulet për të formuar sinklinalin e qetë të Lalësit. Në uljen sinklinalin të Lalësit, në afërsi të sipërfaqës së shplarë vërehen pykëzime të depozitimeve të Mesinianit mbi sipërfaqen e shplarë me drejtim perëndim–lindje ndërsa me drejtimin veri – jug vërehen më tepër. Gjithashtu vërehen reduktime të lehta të trashësive. Gjerësia e sinklinalit të Lalësit arrin 2–3 km dhe me një zgjatim veri – jug deri në 7 km. Në veri të

pusit Kr-5 duket sikur ulja e sinklinalit të Lalësit shuhet për tu unifikuat me njësi të tjera strukturore (Ndreko Dh., 2016).

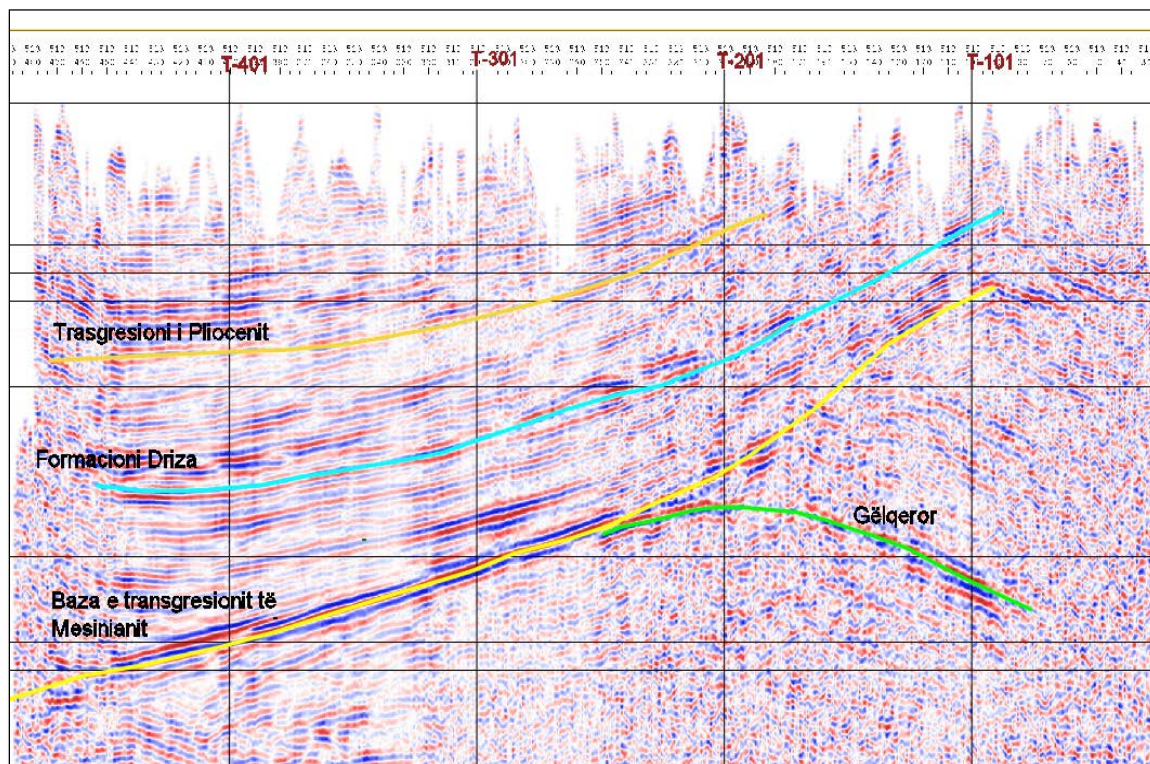


Figura 5-15: Profil sizmik L-501

Depozitimet mollasike e katit të sipërm tektonik e rritin trashësinë e tyre nga jugu në drejtim të veriut. Veçanërisht në drejtim të veriperëndimit ku sipërfaqja e shplare është në nivele shumë të thella dhe këto depozitime kanë trashësi të madhe (Ndreko Dh., 2016). Kjo vërehet qartë në zonën ku janë kryer punimet sizmike 3D siç duket nga planimetria e vendosjes së profileve sizmik si në figurën 3-1.

Në perëndim të uljes sinklinale të Lalësit depozitimet Neogjenike përkulen me krahë lindor të qetë për të formuar ngritjen Neogjenike të Krapsit, në formën e një hunde strukturore, e komplikuar me thyerje tektonike e kondicionuar kjo nga lëvizjet neotektonike (Figura 5-7). Në bazë të kësaj dhe sipas gjeologjisë sipërfaqësore “hunda strukturore” e Krapsit duket sikur e ka nisjen e saj direktë në periklinalin verior të strukturës së Cakranit. Sipas kësaj nuk përjashtohet mundësia që në të kaluarën gjeologjike depozitimet Neogjenike të Krapsit të kenë qënë të bashkuara në një rrudhe të vetme me depozitimet Neogjenike (Tortonianit dhe me të reja) të krahut perëndimor të Cakranit. Kjo hunde zgjatet deri në veriperëndim të pusit Fieri – 2, ku pas kësaj zone kjo ngritje shuhet dhe më në veri të saj fillon të ngrihet antiklinali i Ardenicës (Gjoka M., et al., 1986) (Gjoka M., et al., 2001) (Ndreko Dh., 2016).

Nga profilet gjeologo-gjeofizik vërehet se krahu lindor i ngritjes së Krapsit bie me kënd 10–15°, kurse krahu perëndimor me kënd 75-80° deri në të përmbysur dhe i shkëputur tektonikisht. Kjo thyerje tektonike në sipërfaqe ka një amplitudë të vogël (del brënda depozitimeve të Pliocenit) por në thellësi në bazë të niveleve të sipërfaqes së shplarë në lindje dhe në perëndim kjo amplitudë rritet (Gjoka M., et al., 1986)(Gjoka M., et al., 2001) (Ndreko Dh., 2016).

Plani i rënies së thyerjes është në drejtim të lindjes me kënd të vogël afër sipërfaqes dhe në drejtim të thellësisë këndi duhet të rritet. Megjithëse në lindje sipërfaqja e shplarë mesa duket ngelet inerte ndaj rrudhosjes së katit të sipërm tektonik. Vendosja transgresive e depozitimeve të katit të sipërm tektonik duket qartë në fillimin e hundës strukturale të Krapsit dhe përveç reflektimeve sizmike që kondicionojnë sipërfaqen e shplarë, kjo sipërfaqe është vërtetuar me anë të pusit Kr-6 ku në thellësinë 2593m ka kaluar nga depozitimet e Tortonianit në ato të Hatian–Akutanianit (Ndreko Dh., 2016).

Në përgjithësi krahu lindor maskohet nga thyerja tektonike ndërformacionale (Figura 5-4). Duke u nisur nga të dhënat e puseve të Kreshpanit në të cilët janë marr shënja nafte mendohet së këto depozitime dhe ato me të vjetra mundet të vendosen në mënyrë transgresive deri mbi gëlqerorët e strukturës së Kreshpanit drejt veriut. Depozitimet e katit të sipërm tektonik sidomos ato të Mesinianit zhyten në drejtim të veriut, e koncionuar kjo nga zhytja e katit të poshtëm strukturor po në këtë drejtim.

6 NEOTEKTONIKA

6.1 Hyrje

Sizmiciteti i Shqipërisë është i lidhur kryesisht me përplasjen midis mikroplakës së Adrias dhe orogjenit të Albanideve i cili në kontekstin e teorisë së pllakave përfaqëson një kontakt përplasje (kolision) kontinent me kontinent midis pllakës Euroaziatike dhe asaj Afrikane (Muço B., Aliaj Sh., Koçiu S., Sulstarova E., 2010). Kontakti i tipit kontinental akumulon pareshtur deformime dhe vë në lëvizje si thyerjet tektonike gjatësore njëkohësisht edhe thyerjet tektonike tërthore, të cilat janë të kombinuara me njëra-tjetrën. Akumulimet e vazhdueshme të këtyre deformimeve tektonike janë burim i tërmeteve dhe ndikojnë në sizmicitetin e vendit tonë dhe kryesisht të pjesës jugperëndimore. Bazuar në hartën neotektonike të shkallës 1: 200 000 (Aliaj Sh., et al, 1996) në vendin tonë janë dalluar dy zona, të cilat i janë nënshtuar dy regjimeve të ndryshme të lëvizjeve neotektonike. Rajoni i Kreshpan-Patos-Verbasit bën pjesë në zonën sizmogjene Joniko-Adriatike e cila përfaqëson një zonë me thyerje tektonike aktive me potencial sizmik të pritshëm me magnitudë maksimale në kufirin 6-7 shkallë Rihter (Aliaj Sh., et al, 1996)

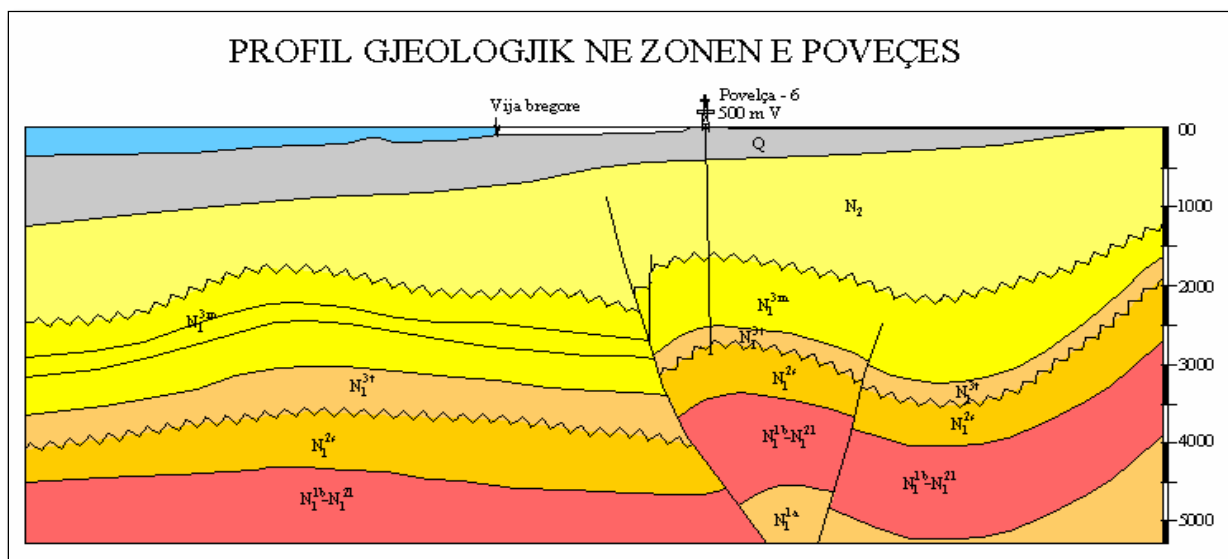


Figura 6-1: Profil gjeologo–gjeofizik ku fronti i mbihypjes së orogjenit është në perëndim të strukturës Neogjenike të Povelçës (modifikuar sipas Sh. Nazaj)

6.2 Historiku i tërmeteve në rajonin e studimit

Gjatë periudhës 1800-1990 në rajonin e studimit nuk janë regjistruar tërmete me magnitudë $M > 6$ ballë. Sipas (Muço B., Aliaj Sh., Koçiu S., Sulstarova E., 2010) në rajonet fqinje me rajonin në studim në janë regjistruar tre tërmete siç mund të përmendim:

1. Tërmetin e Llogarasë i rënë më datë 21.12.1925 me $M_s = 6.4$, $I=IX$ (MSK-64),

2. Tërmetin e Lushnjës i rënë më datë 1.9.1959 me $M_s=6.0$ dhe $I=VIII-IX$ (MSK-64),

3. Tërmetin e Fierit i rënë më datë 18.03.1962 me $M_s=6.2$ dhe $I=VIII$ (MSK-64).

Gjatë periudhës 1979 -1996 rajoni në studim është prekur nga tërmete të vegjël e të shpeshtë me $3 < M_s < 5$.

6.3 Sizmiteti në rajonin e Patos–Verbasit

Analizimi i të dhënave të tërmeteve të marrë në konsideratë (Tabela 6-1) nga Instituti i Gjeoshkencave, Energjisë, Ujit dhe Mjedisit (IGJEUM) (Instituti i Gjeoshkencave, n.d.) me magnitudë $M > 3$ më ka ndihmuar për të gjykuar mbi lëvizjet neotektonike të rajonit të studimit.

Duke lidhur thellësitë e vatrave të tërmeteve me ndërtimin gjeologjik të rajonit atëherë gjeokojmë nëse rajoni i studimit është nën ndikimin e lëvizjeve neotektonike (Figura 6-2). Ajo çka rezulton është se vatrave të tërmeteve përputhen kryesisht me planet e thyerjeve tektonike si thyerjeve të vjetra të strukturimit ashtu edhe thyerjeve më të reja (Figurat 6-3 dhe 6-4).

Mund të themi se tërmetet me vatra të thellë mbi tre kilometra lidhen kryesisht me aktivitetin sizmik të vendit tonë, me thyerjet tektonike mbyhypëse nga lindja drejt perëndimit. Këto të dhëna më lejojnë të gjykoj se rajoni i Kreshpan–Patos–Verbasit është në lëvizje të vazhdueshme.

Tabela 6-1: Tërmetet e rënë gjatë periudhës nga 2007 - 2016 me magnitudë 3 – 4 në rajonin e Patos – Marinzës (Instituti i Gjeoshkencave, n.d.)

Data	Koha (UTC)	Lat.	Lon.	Thellësia (km)	Magnituda
21/10/2007	17:55:08	40.7280	19.7540	8	4.0
9/6/2011	16:16:33	40.6340	19.9170	7	4.1
17/06/2012	1:47:41	40.7130	19.7190	1	3.5
17/06/2012	1:55:14	40.6590	19.7070	5	3.5
9/9/2012	10:23:25	40.7010	19.6290	9	3.5
12/11/2012	23:28:51	40.7050	19.7470	9	3.6
19/04/2013	7:54:32	40.7500	19.6900	6	3.6
13/08/2013	4:58:02	40.7100	19.6600	12	3.8
6/10/2013	5:27:22	40.7500	19.5600	14	3.8
21/11/2013	19:45:30	40.6900	19.7200	9	4.1
4/12/2013	16:43:52	40.6800	19.6900	2	3.8
12/9/2016	8:23:23	40.7158	19.6655	2.5	3.2
12/19/2016	0:19:48	40.7192	19.6333	2.9	4.0

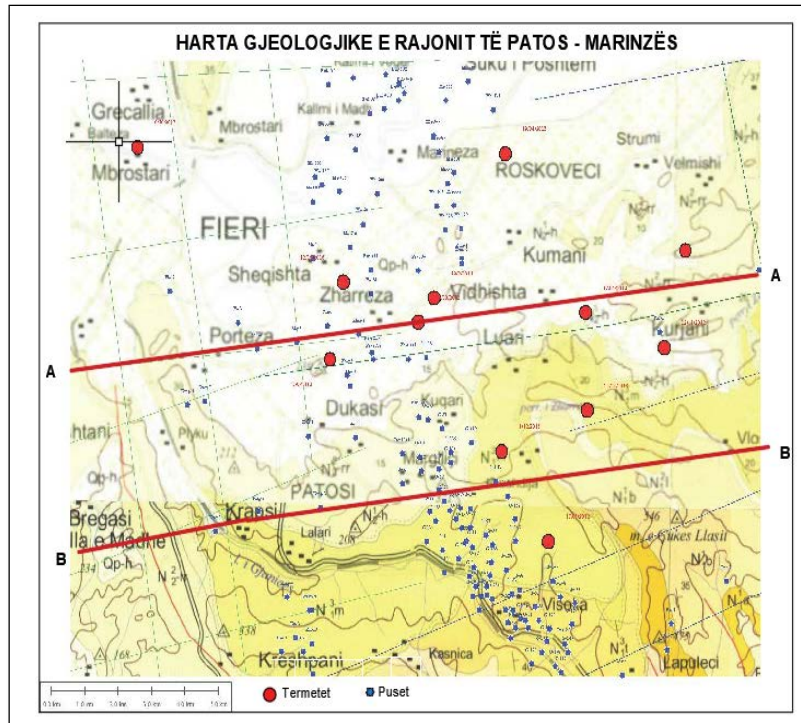
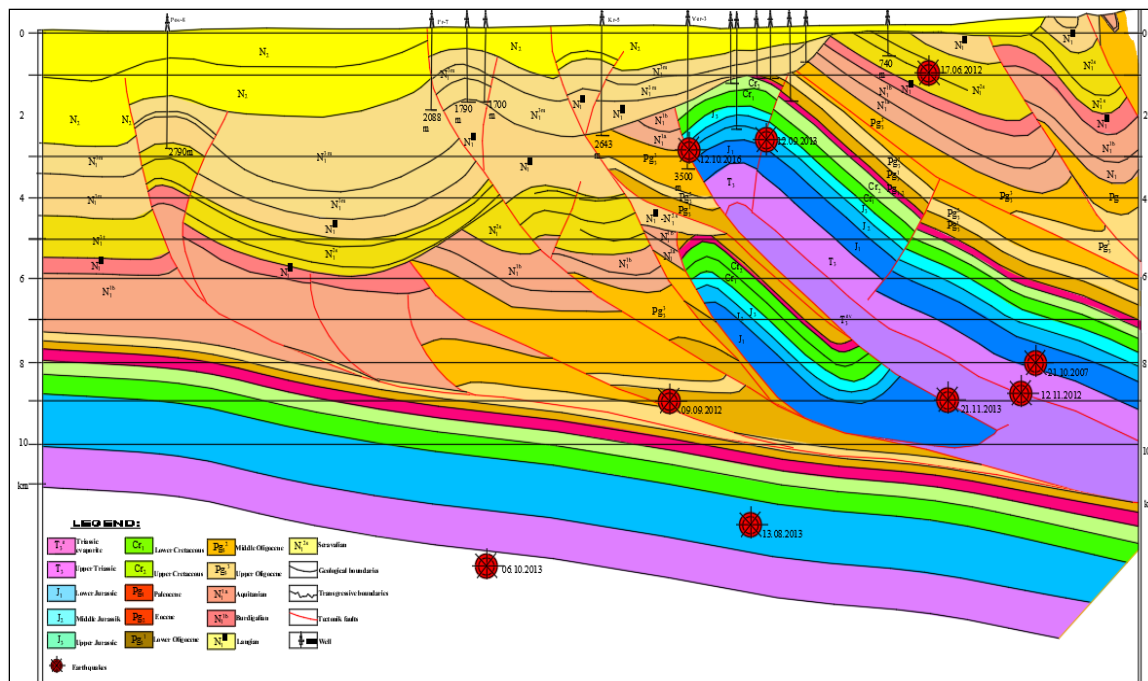
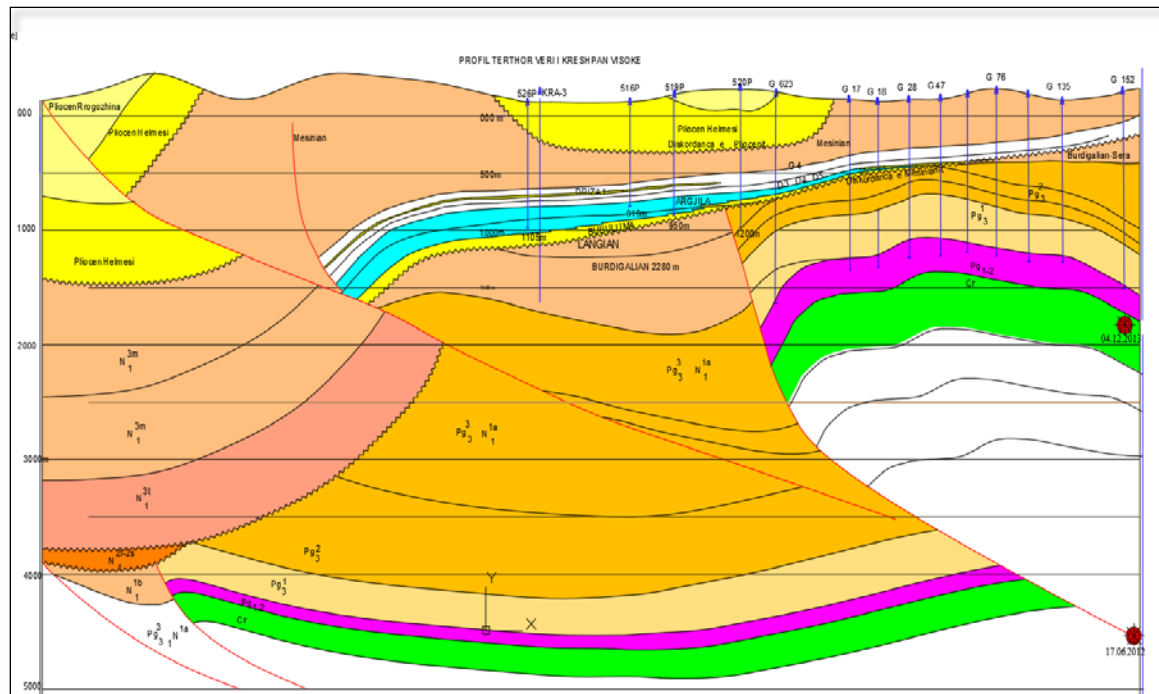


Figura 6-2: Harta gjeologjike e rajonit sipas (Xhomo A., et al., 2002) me epiqendrat e tërmeteve (Instituti i Gjeoshkencave, n.d.)





Sipas Buletinit Sizmik (Instituti i Gjeoshkencave, n.d.) në vitet e 2007-2016 kanë ndodhur një numër i madh prej 3111 tërmetesh me magnitudo të vogël dhe me vatër të cekët, të cilët është e vështirë të regjistrohen se kanë marzh të madh të gabimit, disa prej tyre jepen në tabelën 6-2.

Duke u nisur nga këto të dhëna, si dhe shqetësimet e banorëve të zonës mund të gjykohet se këto tërmete mundet të lidhen me veprimtarinë e nxjerrjes të naftës nga shtresat naftëmbajtëse të vendburimit të Patos-Marinzës. Vitet e fundit në vendburimin e Patos-Marinzës po shpohen edhe puse horizontal për prodhimin e naftës, që kanë gjatësi të ndryshme në horizontalitet në formacionet naftëmbajtëse (Figura 6-5). Meqenëse nga formacionet naftëmbajtëse ka një shfrytëzim shumë të madh të naftës, ujit por dhe të rrërës që vjen sëbashku me naftën dhe si rezultat i kësaj krijohet një boshllëk në thellësi, që herët ose vonë do të reflektohet në uljen e sipërfaqes së tokës dhe në lindjen e sizmitetit.

Në mbështetje të këtij argumenti kemi dhe grifonin e ndodhur në këtë zonë (Figura 6-6) ku duket se ka një linalitet nga jugu në drejtim të veriperëndimit. Linaliteti lidhet dhe me drejtimin e përgjithshëm të disa thyerjeve tektonike të reja të cilat në sipërfaqe është e vështirë që të dokumentohen, për shkak të mbulesës kuaternare. Lindja e këtyre thyerjeve tektonike mendoj se lidhet me aktivitetin prodhues të naftës në rajonin e Patos-Marinzës. Këto thyerje tektonike lidhen dhe me drejtimin e përgjithshëm të tektonikës regjionale në rajonin e studimit.

Gjithashtu sipas (Métois, M., Benjelloun, M., Lasserre, C., Grandin, R., Barrier, L., Dushi, E., and Koçi, R., 2020) zona e vendburimit të naftës së Patos-Marinzës pëson edhe një ulje afërsisht 15 mm/vit, ndryshe nga pjesë tjetër e Ultësirën Pranë Adriatike që ka një ulje prej 2.5 mm/vit. Studimet gjeodinamike të viteve të fundit tregojnë që për Albanidet, drejtimi i sforcimeve orientohet nga verilindja në drejtim të jugperëndimit si dhe ritmet e zhvendosjeve variojnë në intervalin 2.5-3.0mm/vit në pjesën veri-perëndimore e qendrore dhe 5.0 mm/vit për atë jug-perëndimore (Koci R., et al, 2008).

Tabela 6-2: Tërmetet e rënë nga 2007 - 2016 me me vater të cekët rajonin e Patos–Marinzës (Instituti i Gjeoshkencave, n.d.)

Nr.	Vendi	Magnituda	Data
1	Fshati Bubullimë	M = 2.4	12/11/2013
2	Fshati Radostinë	M=2.6	11/11/2013
3	2 Km Veri Aranitas, 6 Km Veri- Lindje Ballsh	M=3.1	27/10/2013
4	10 Km Kuçovë	M=2.7	29/09/2013
5	11 km J-L Lushnjës	M=2.9	12/09/2013
6	13 km V-L Fier	M=2.3	31/08/2013
7	2 Km V Aranitas	M=3.2	21/07/2013
8	Lindje Lushnje	M=3	27/06/2013
9	2 Km Lindje Fier	M=3	10/06/2013
10	7 km J-L Lushnje	M = 3	5/05/2013
11	Fshati Patos	M=2.7	05/05/2013
12	5 km në Jug Roskovecit	M=2.9	03/05/2013
13	VP Roskovecit	M=2.8	25/04/2013
14	Roskovec	M=2.9	22/04/2013
15	J- L Lushnjës	M=3.1	09/05/2012
16	3 km Veri Ballsh	M=3.3	05/09/2012
17	3 km V Marinzës	M=3.2	28/08/2012
18	Zharres, 3km L, Verbas, 3.4 km V-L, Patos	M=3	20/08/2012
19	Kamçisht	M=3.3	12/08/2012
20	Vidhisht, 1.4Km J, Marinzë	M=3.2	01/08/2012
21	Patos - Fier	M=3	25/07/2012
22	Vidhishtë, 1.4Km J, Marinzë, 2.2Km V, L Zharrës	M=3.2	08/07/2012
23	Vendi: 2Km J-P, Kurjan	M=3.3	16/06/2012
24	Dukas, Fier	M=3.2	01/06/2012
25	Vidhishtë	M=3.24	27/05/2012
26	Fshati Zharrës	M=3	23/05/2012
27	Fshati Zharrës	M=3.2	07/05/2012
28	Marinzë, 1 Km V, Vidhishtë, 1.5Km, J-P Roskovec	M=3.1	07/05/2012
29	Fshati Verbas	M=3.1	06/05/2012



Figura 6-5: Gjatësia në horizontalitet e pusit 5660 në formacionin Marinza (Google Earth , 2021)



Figura 6-6: Grifoni i vitit 2016 në vendburimin e Patos–Marinzës (Boldnews.al, 2016)

7 ZHVILLIMI PALEOTEKTONIK I RAJONIT

7.1 Hyrje

Duke u nisur nga të dhënat stratigrafike, tektonike në këtë kapitull do të trajtohet evolucionin paleogeografik e gjeodinamik i rajonit të studimit, i cili është i lidhur ngushtë me evolucionin e Albanideve në tërësi. Siç dihet Albanidet janë pjesë e pllakës së Afrikës së veriut ose e Mikropllakës së Adrias, që është një trevë tepër e rëndësishme që ka lidhje me lindjen dhe evolucionin e oqeanit të Tetisit. Stadet e para të hapjes kontinentale kanë filluar në Trias, si rezultat i të cilës u formua një rift i madh i zgjatur me drejtim veriperëndim–juglindje (Ndreko Dh., 2016), që përkon me vargun Dinarik–Albanid–Helenenid. Në këtë depresion hyn deti dhe fillon transgresioni Permo-Triasik (faza sedimentare e ciklit Alpin). (Xhomo A., et al., 2002)

Siç dihet nga ana teorike korja kontinentale gjatë procesit të riftingut dallohet dhe zgjatet me një koeficient që është më $i \geq 2$ dhe mund të arrijë deri 4 (Ben A. van der Pluijm, 2003). Njëkohësisht kur korja kontinentale dallohet dhe zgjatet lindin disa thyerje tektonike normale sintretike dhe antiketike të cilat akomodohen mbi një thyerje tektonike regionale.

Në Albanidet e jashtme në fillimet para të hapjes sidomos në zonën tektonike Jonike, gjatë Permo–Triasit kemi të bëjmë me një det të cekët dhe të mbyllur ku kemi depozitime kryesisht të evaporiteve me një trashësi të konsiderueshme deri në 3000m. Gjatë Triasikut të sipërm zona tektonike Jonike dhe rajoni i studimit ishte një platformë e gjerë ku ndodh depozitimi i një facie neritike me trashësi mbi 1200m. Kjo situatë ka vazhduar deri në Jurasikun e poshtëm e të mesëm.

Në fundin e Jurasikut të Poshtëm e të Mesëm, në katin Toarian zona e studimit dhe sidomos buzina Albanide vazhdon të formojë konfiguracionin e saj dhe pëson një hop si sasior dhe cilësor. Në këtë kohë kemi riftingun e plot të buzinës Albaneze. (Roure F, Nazaj Sh, et al, 2004). Gjatë riftingut kemi lindjen e një thyerje tektonike shumë të madhe dhe mbi të, formimin e disa blloqeve gjysëm të rrotulluara, njëkohësisht edhe lindjen e zonave tektonike të Albanideve. Në lindje kemi formimin e fillësive të para të zonës tektonike Mirëdita ofiolitike (Figura 7-1).

Prania e blloqeve tektonike në zonën tektonike Jonike dhe në zonën e studimit Kreshpan–Verbasit përveç procesit të riftingut, varet edhe nga prania e një trashësie evaporitesh dhe karbonatesh mbi to.

Si rezultat i peshës litostatike që ushtrohet mbi evaporitet nga depozitimet karbonatike edhe duke ditur që evaporitet kanë konsistence të vogël deri të rrjedhëshme lindin një sërë thyerjesh tektonike (Figura 7-2). Thyerjet tektonike të kësaj natyre janë të pranishme dhe të ruajtura shumë mirë në zonën tektonike Jonike dhe në antiklinalin e Verbasit. Individualizohen kështu për herë të parë buzinat kontinentale, ajo Evropiane në

verilindje dhe ajo Afrikane në jugperëndim që shkojnë gjithëmon duke u larguar. (Xhomo A., et al., 2002)

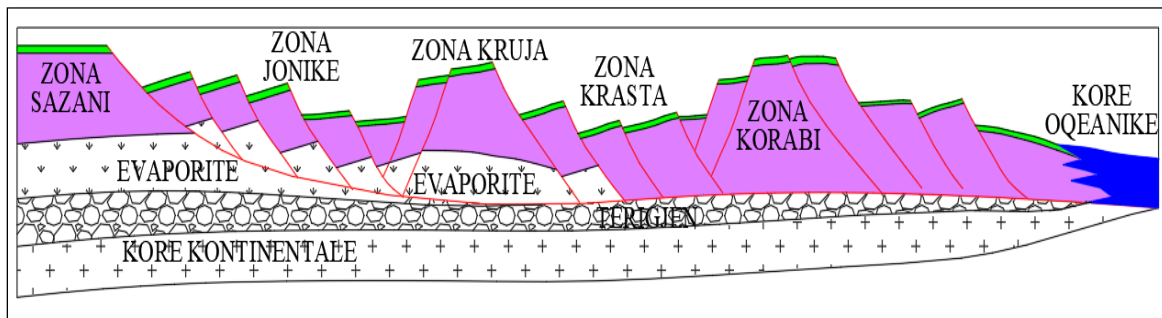


Figura 7-1 : Skema e buzinës Albaneze në fundin e Jurasikut të poshtëm e të mesëm.

Në buzinën kontinentale të Albanideve që në fazat e para të evolucionit janë formuar struktura komplekse, të shkaktuar nga interferimi i thyerjeve tektonike gjatësore dhe atyre tërthore duke formuar struktura horste e grabene. Të gjitha këto struktura shoqërohen kryesisht me thyerje tektonike normale të harkuara (listrike), që në thellësi e zbusin për së tepërmi këndin e tyre. Ku një pjesë e tyre mund të mos prek bazamentin por në thellësi të rrëshqasi ose të shuhet sipas evaporiteve të Triasikut (Roure F, Nazaj Sh, et al, 2004) (Ndreko Dh., 2016).

Gjatë fazave të hapjes nga pikëpamja strukturore fillojnë të formohen zonat tektonike zonat Jonike, Kruja dhe Sazani. Zona të tilla zhvillohen duke vazhduar me karakteristikat e tyre, në të njëjtën kohë që procesi i hapjes vazhdon. Disa individualizohen më parë dhe disa të tjera më vonë. Gjatë evolucionit gjeologjik kufinj të midis zonave apo të nënzonave fqinje mund të pësojnë ndryshime si në shtrirje ashtu dhe në drejtimin tërthor. Nuk formohen struktura të radhitura ose të kenë ecuri paralele, por mund të bashkohen e të inteferohen me njera-tjetrën sidomos në drejtimin gjatësor, duke krijuar kështu një shumëllojshmëri situatash gjeologjike e sedimentare. Zonat tektonike nuk vazhdojnë pa fund, kanë një ecuri gjatësore por prezenca e thyerjeve tektonike tërthore përcakton edhe ndryshime lokale që ndodhin në zonat tektonike. Si rezultat i interferimit të këtyre thyerjeve tektonike strukturat përgjatë shtrirjes së tyre pësojnë ndryshime (Roure F, Nazaj Sh, et al, 2004) (Ndreko Dh., 2016).

7.2 Fazat kryesore të zhvillimit paleotektonik të katit të poshtëm strukturor

Gjatë fazës së Jurasikut (Liasit të poshtëm e të mesëm) në zonën e studimit duhet të kenë vepruar thyerja tektonike tërthore si ajo në veri të strukturës antiklinale të Patos-Verbasit dhe strukture së Kreshpanit (Ndreko Dh., 2016).

Ndërsa procesi i hapjes për zonën tektonike Jonike bëhet sipas thyerjeve normale listrike ku ato me amplitudë të madhe ndajnë nënzonat e ardhshme të zonës tektonike Jonike. Në drejtimin tërthor kjo ndarje e zonës tektonike Jonike, duhet të jetë bërë në

mënyrë të tillë që nënzona më lindore të zhytej më tepër sesa ajo perëndimore dhe si rrjedhim trashësitë në këtë drejtim vijnë duke u rritur (Ndreko Dh., 2016).

Depozitimet e katit Toarian si dhe ato të Jurasikut të mesëm e të sipërm vendosen me "onlap" mbi depozitime me të vjetra të Trias-Liasit ose blloqeve gjysëm të rrotulluara (Figura 4-3). Nga Jurasiku i sipërm deri në Kretakun e poshtëm kemi një zhvillim më të madh ku në zonat e brendëshme fillon subdusioni dhe gjatë kësaj kohe gjeologjike në rajonin e Kreshpan–Verbasit kemi depozitimet e facies së një deti të thellë (pellagjike). Në këtë kohë hullia Jonike ka thellësin maksimale kjo është e argumentuar nga prania e gëlqerorëve porcelanik të pasur me faunë tintinide. (Xhomo A., et al., 2002).

Gjatë fazës së Kretakut vërehet se kemi një ndryshim përse i përketë depozitimeve, të cilat përfaqësohen nga shtresa me trashësi të madhe me brekcie gëlqerorësh dhe turbidite. Pikërisht në këtë kohë ka përfunduar procesi i mbylljes së basenit oqeanik, obduksioni i ofioliteve dhe ka filluar kolizioni i buzinës Albanide. Gjatë fazës së Oligocenit të poshtëm bëhet kalimi nga formacioni karbonatik për në atë terrigjen dhe kjo situatë ka vazhduar deri në fund të Oligocenit të sipërm.

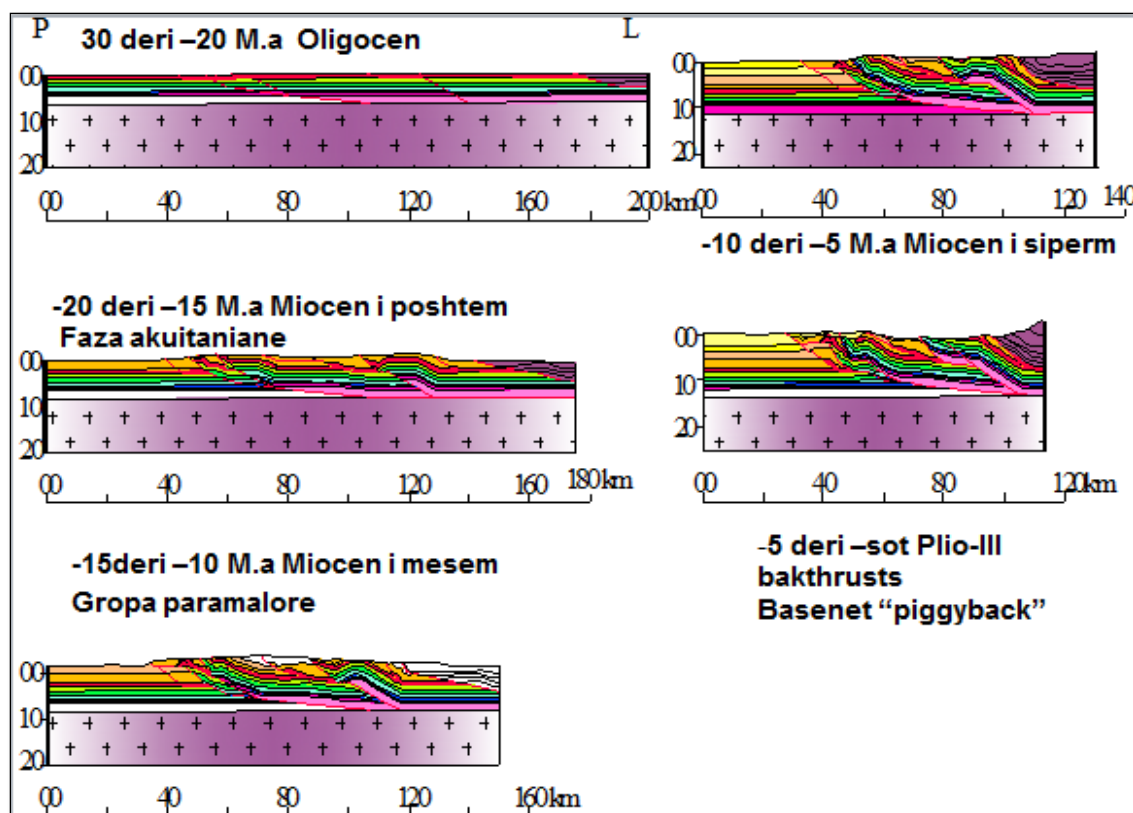


Figura 7-2 : Evolucion i gjeologjik i zones tektonike Jonike nga Oligoceni deri në Plio-Kuaternar sipas (Roure F, Nazaj Sh, et al, 2004) (Ndreko Dh., 2016).

Gjatë Miocenit të poshtëm faza Akuitaniane, orogjeneza zhvendoset më në perëndim dhe kap edhe nënzonën e Kurveleshit duke e diferencuar qartë atë. Në këtë nënzonë fillojnë kështu fenomenet e ngjeshjes dhe shkëputjes, me ngritje strukturore ndërbasenore që arrijnë deri në nivelin e detit dhe në disa zona e kapërcejnë atë. Këtë fazë duhet ta ketë shoqëruar dhe një tërheqje e theksuar e nivelit të detit.

Thyerja tektonike veriore e strukturave të Patos-Verbasit e Kreshpanit mund të jetë aktivizuar gjatë kësaj faze nisur nga fakti që këto dy struktura në pjesën jugore të tyre diferencohen mjaft qartë dhe duke patur parasysh faktin që ato lëvizin si një trup i vetëm. Gjatë kësaj faze në përgjithësi në nënzonën e Kurveleshit bëhet inversioni i pothuajse të gjitha strukturave që në intervalin kohor Trias–Oligocen i mesëm kishin formë gjysmë grabene që zhyteshin në tërësi në lindje. Shumica e thyerjeve tektonike normale nën veprimin e ngjeshjes ndërrojnë regjimin e tyre në lart rrëshqitje (Ndreko Dh., 2016).

Gjatë gjithë kësaj sekuence depozitimesh kemi veprim forcash që kanë korespondente horizontale e vertikale, ku kjo e fundit ze një vend të rëndësishëm përdorur tërë mbulesa sedimentare (T-Pg) të mbihypit mbi tavanin e prerjes karbonatikë të strukturës tjetër më në perëndim si në figurën 7-2 (Roure F, Nazaj Sh, et al, 2004) (Ndreko Dh., 2016).

Në buzët perëndimore të strukturave duhet të kenë filluar shkëputjet e flishit nga gëlqerorët dhe mund të kenë ekzistuar thyerje tektonike të vogla të cilat mbulohen gradualisht nga sedimente. Në këtë kohë të gjitha fenomenet janë sinsedimentare. Gjatë kësaj faze të evolucionit paleotektonik, sekuenca e depozitimeve të kësaj moshe mbulon thyerjet tektonike më të vjetra të gëlqerorëve dhe maskohen nga aktiviteti tektonik gjatë orogjenezës (Ndreko Dh., 2016).

Fillimi i fazës së Burdigalianit sjell një tërheqje të fuqishme të nivelit të detit dhe strukturat antiklinale të Patos–Verbasit dhe Cakran–Kreshpanit dalin në sipërfaqe dhe erodohen. Gjatë kësaj fazë këto struktura në pjesën veriore duhet të pësojnë një farë rrotullimi, në drejtimin antiorar me pikë cerniere pjesën jugore (Sadiku Y., 1991). Si pasojë e këtij rrotullimi pjesa veriore e tyre do të ngrihet më tepër së pjesa jugore. Pjesa veriore është më e ngritur dhe do të preket nga erozionit deri në nivelet e gëlqerorëve. Kështu që në pjesën jugore të rajonit si në pjesët kulmore të strukturës të Cakran–Kreshpanit, depozitimet e Burdigalianit (në pusin Cakran-7) janë suksesive dhe kanë trashësi relativisht të madhe (Ndreko Dh., 2016).

Më në veri në pusin Kr-5 po në këtë pozicion strukturor (për terrigjenët) pjesa e sipërme e këtyre depozitimeve vendoset transgresivisht mbi depozitimet e Oligocenit të sipërm. Gjatë kësaj faze theksohen dhe bëhen lehtësisht më të dukshme thyerjet ndërformacionale të strukturave antiklinale në zonën e studimit. Zhvendosja kryesore nuk bëhet më sipas planit të vjetër por sipas planit të ri me kënd më të butë që kalon mbi tavanin e gëlqerorëve të strukturave më në perëndim. Mbihypja e strukturave më në lindje mbi tavanin gëlqerorëve të strukturave më në perëndim, sjell që flishi të vihet përballë gëlqerorëve më kopetent që sjell shkëputjen e flishit nga gëlqerorët. (Sadiku Y., 1991) (Ndreko Dh., 2016).

Në këtë kohë rrudhosen plotësisht vargjet strukturor në zonën e studimit. Gjatë fazës së Burdigalianit veprojnë dy tendenca të kundërta njëra nga tjetra, njëra është veprimi i forcave ngjeshëse që reflektohet në thyerjet tektonike ndërformacionale dhe e dyta është procesi i sedimentimit që tenton ti maskojë këto thyerje tektonike (Ndreko Dh., 2016).

Predominimi i sedimentimit bën që disa thyerje tektonike të maskohen, duke krijuar prizma sedimentar. Thyerje tektonike të vjetra të katit të poshtëm strukturor, maskohen pothuajse të pa deformuara sepse spostimi bëhet kryesisht në një plan të ri të thyerjeve tektonike ndërformacionale. Ngritja e vazhdueshme e nivelit të detit bën që kjo sekuenca depozituese të maskoj edhe të mbuloj plotësisht shumicën e strukturave karbonatike të errduara (Ndreko Dh., 2016).

Thyerja tektonike tërthore veriore e strukturës antiklinale të Patos–Verbasit, vë në kontakt zonën më në veri që është pak e deformuar që është më e shtangët, me pjesën jugore që është më shumë e deformuar (Sadiku Y., 1991). Kjo shtangjecon në zhytje dhe në një diferencim të vazhdueshëm të strukturës së Patos–Verbasit dhe të Kreshpanit. Diferencim që mendojmë se është më i madh se në çdo thyerje tërthore në nënzonen e Kurveleshit.

Një fazë tjetër rrudhosëse dhe një ulje e nivelit të detit ndodh edhe në Seravalian, ku u intensifikuan zhvendosjet horizontale të strukturave karbonatike të katit të poshtëm strukturor, nëpërmjet thyerjeve tektonike ndërformacionale si dhe lindin dhe thyerje të tjera ndërformacionale. Zhytja e vazhdueshme e strukturës antiklinale të Patos–Verbasit përballë orogjenit dhe mbushja e vazhdueshme me sedimente sjell lindjen e Ultësirës Pranë Adriatike (UPA) në Miocen të mesëm.

7.3 Fazat kryesore të zhvillimit paleotektonik të katit të sipërm strukturor

Zhvillimi paleotektonik i katit të sipërm strukturor lidhet ngushtësisht me historinë e zhvillimit paleotektonik të Ultësirës Pranë Adriatike. Pas daljes në sipërfaqe të strukturës së Patos–Verbasit në Burdigalian fazat e mëvonshme tektonike kanë luajtur një rol të rëndësishëm në konfigurimin gjeologo–tektonik të depozitimeve të katit të sipërm strukturor (Dalipi H., 1986).

Gjatë fazës së Burdigalian–Langianit vërehet që në kulmet e strukturave antiklinale kemi një reduktim të trashësisë të kësaj kohe ndërsa në strukturat sinklinale, ato kanë vendosje normale suksesive e trashësi më të madhe. Këto fenomene duken qartë në vendburimin e Ballshit e në pjesën jugore të Visokës.

Gjatë Seravalian–Tortonianit vazhdon sedimentimi dhe depozitimet shtrihen normalisht mbi depozitimet e Langianit në jug të zonës së studimit dhe në pjesën veriore vendosen me pushim mbi depozitimet e katit Burdigalian (Ndreko Dh., 2016).

Në pjesën e poshtme të Tortonian–Mesinianit strukturat antiklinale e Patos–Verbasit dhe Kreshpanit kanë dalë mbi ujë dhe erodohen, në veri erodimi shkon deri në nivelin e karbonateve. Vlen të përmendet se depozitimet e Tortonian–Mesinianit në sinklinalin e Rrokskovecit dhe në atë të Ballshit kanë shtrirje anësore transgresive nga lindja në perëndim, shtrirje transgresive vihen re edhe në zonën e Visokës (Gjoka M., et al., 1986) (Ndreko Dh., 2016).

Me fillimin e fazës së Mesinianit kemi një ngritje të nivelit të detit dhe depozitimet e vendosen në mënyre transgresive këndore dhe azimutale duke prerë dhe sinklinalet ndarës midis vargjeve strukturor. Si rezultat i zhytjes së basenit nga perëndimi në drejtim të veriperëndimit do të ndodh ndryshimi i depozitimeve nga zonat periferike lindore drejt veriperëndimit. Për pasojë nga facia argjilo-ranorike me trashësi të reduktuar kalohet në prerjen kryesisht argjilore me trashësi më të madhe. Pjesa juglindore e ultësirës diferencohet si një zonë e zhytur me ndryshime faciale–litologjike e biostigrafike ku formohen depozitimet e ambienteve të shpateve e batiale. Fenomeni i zhytjes dhe koha e fillimit të tij ka rëndësi për faktin se rritja e trashësive tregon për një zhytje më graduale (Dalipi H., 1981) (Dalipi H., 1986) (Gjoka M., et al, 2001).

Zhytja e vazhdueshme në drejtim veriperëndimor është karakteristikë gjatë kësaj faze. Çka do të sjelli rritjen e trashësisë të depozitimeve dhe zvogëlimin e sipërfaqes mbi ujë të strukturave antiklinale të Patos–Verbasit e Cakran–Kreshpanit. Konturi kontinent-basen në fund të kësaj periudhe spostohet në lindje e në jug dhe deti mbulon pjesën kumore të strukturës antiklinale të Patos–Verbasit gjithashtu dhe rajonin e Gorishovës ku përhapen formacionet Bubullima dhe Gurët e zezë (Ndreko Dh., 2016).

Zhytja graduale e basenit të sedimentimit nga lindja në perëndim (Patos–Krapsh) dhe nga jugu në veri (Selisht–Buzëmbadh) ka kondicionuar rritjen e trashësisë së formacionit të Gurëve të Zesë dhe kalimin facial të formacionit Bubullima. Këto fenomene kanë ndodhur midis dy momenteve gjeologjike, atij të ndërrimit të planit strukturor që përputhet afërsisht me kufinjtë e biozonave i pari me kufirin G. Menardii 3 -4 dhe i dyti me G. menardi 4 me Gobliques- G.conomiozea (Ndreko Dh., 2016).

Në veri baseni i depozitimit në zonën e Karbunarës merr një kthesë në lindje në sinklinalin e Ballagatit, dukë mbuluar konfiguracionin e ndërtimit tërësisht shkallor dhe krijohet një konfiguracion i një tarace regjionale e cila ndërpret strukturat me një shtrirje diagonale (Ndreko Dh., 2016).

Sipërfaqja erozionale e kësaj tarace karakterizohet nga ngritje dhe lugina erozionale të shumta që kanë kondicionuar formimin e depozitimeve të monoklinalit të Patos–Marinzë–Kolonjë. Për rrjedhojë në prerje formohen depozitimet të përfaqësuar nga ambientet batial të shpateve (turbidite) dhe nga ambientet shelfor–bregor të formacionit Bubullima, e shelfor ose kalimtar të formacionit Gurët e zezë (Figura 7-3) (Ndreko Dh., 2016).

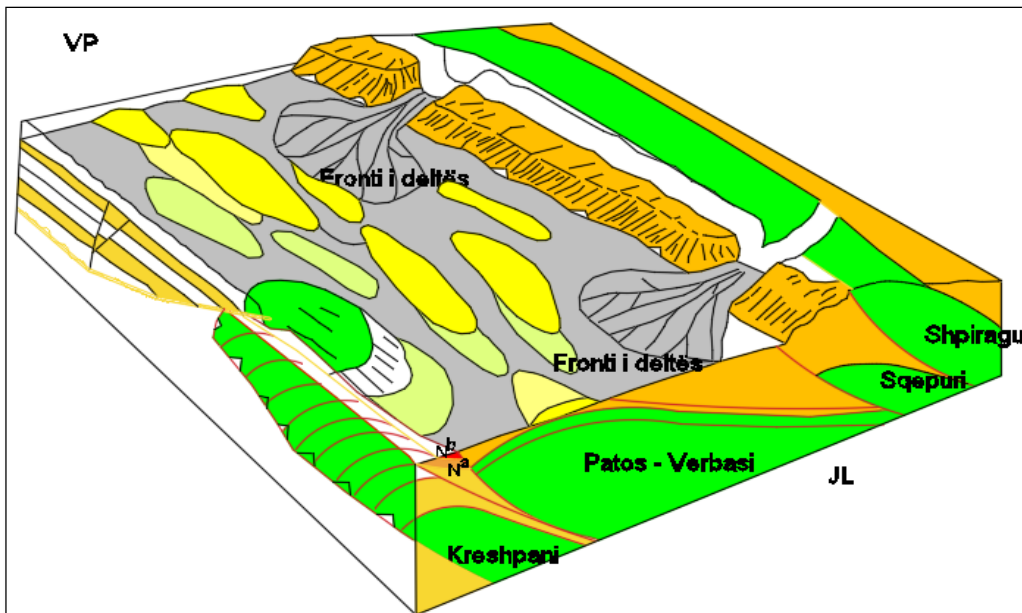


Figura 7-3 : Bllokskemë e drejtimit të ardhjes së sedimenteve në Patos–Marinzë (Ndreko Dh., 2016).

Depozitimet e Mesinianit karakterizohen nga prurje të mëdha të sedimenteve kontinentale të serisë regresive të ambientit kalimtar, trashësitë e të cilit rriten nga lindja drejt perëndimit. Prurjet ranoro-argjiloro dhe argjilo-ranore të biozonës Ammonia Becari janë rrjedhojë e aktivizimit e fuqizimit të proceseve të erodimit në sektorët lindorë e juglindorë të cilat kanë mbuluar të gjitha ngritjet erozionale (Gjoka M., et al., 1986)(Gjoka M., et al, 2001) (Ndreko Dh., 2016).

Konturet e basenit të sedimentimit janë të çrregullta me hyrje e dalje sipas morfologjisë së relievit që ka kondicionuar kanalet e ushqimit me material terrigjen. Gjatë kësaj periudhe shpatet e taracave më të vjetra si pasojë e veprimit të forcave kryesisht horizontale nga lindja deformohen akoma më shumë dhe shoqërohen nga thyerje tektonike (Gjoka M., et al., 1986)(Gjoka M., et al, 2001). Me depozitim të prerjes gipsoro–argjiloro në pjesën perëndimore të ultësirës, mbaron faza tektonike e Tortonian-Mesianit (Ndreko Dh., 2016).

Ndërrimi i planit strukturor erodimi i fuqishëm i prerjes nga sipër dhe vendosja trasngresive e formacionit Helmasi, shenon fillimin e ciklit Pliocenik. Në fazën tektonike Postpliocenike shpëputet monoklinali i Cakran-Kreshpanit nga ai i Patosit. Thyerja tektonike drejt veriut rrit amplitudën e saj në drejtim të Ardenicës. Gjithashtu ndodh rrudhosja e Krapsit që është rezultat i forcave horizontale nga lindja (Gjoka M., et al, 2001). Karakteristikat e historisë së zhvillimit tektonik dhe gjeodinamikës–zhytëse kanë përcaktuar dhe veçoritë e ambienteve të sedimentimit, transformimin e shkëmbinjëve dhe të lëndës organike si dhe fluidmbajtjen e basenit sedimentar. Si rezultat i orogjenezës nga të dhënat e marra për rajonin në studim del se shkalla e shkurtimit është e rendit 2.2 mm për vit. (Roure F, Nazaj Sh, et al, 2004) (Ndreko Dh., 2016).

8 FLUIDMBAJTJA

Përsa i përketë fluidmbajtjes ajo është shumë e komplekse, gjatë zhvillimin e këtij studimi, puna do të përqendrohet në dy çështje kryesore që janë të lidhura me njëra– tjetrën, naftëgazmbajtja dhe ujërat bashkëshoqëruese të formacioneve naftës në rajonin e studimit.

8.1 Naftëgazmbajtja

Në nënzonën e Kurveleshit formacioni karbonatik ka trashësi rreth 3500m, brënda së cilës takohen shkëmbinjtë mëmë të pasur me lëndë organike (Corg 1-2%) dhe shumë e pasur me lëndë organike (Corg >2%) (Foto C., 1990). Moshë e lëndës organike është nga Triasiku i sipërm deri në Kretakun e sipërm (Figura 8-1).

Për gjenerimin e naftës ka kontribuar lënda organike që është e shpërndarë në mënyrë disperse brënda gjithë prerjes karbonatike, e cila ka hyrë në dritaren e naftës dhe ka gjeneruar hidrokarbure (Musha K., 2002), duke formuar vendburimet e naftës në formacionet karbonatike dhe ka shërbyer si zonë ushqimi për formimin e shtratimeve naftëgazmbajtëse në formacionet terrigjene. Vendburimet e naftës që takohen në formacionin karbonatik gjenden në strukturat antiklinale të vargjeve strukturor Hekal–Patos–Verbas dhe Cakran–Kreshpan. Në formacionet mollasike gjendet vendburimi i naftës i Patos–Marinzës, vendburimi më i madh i naftës në depozitimet ranore në vendin tonë.

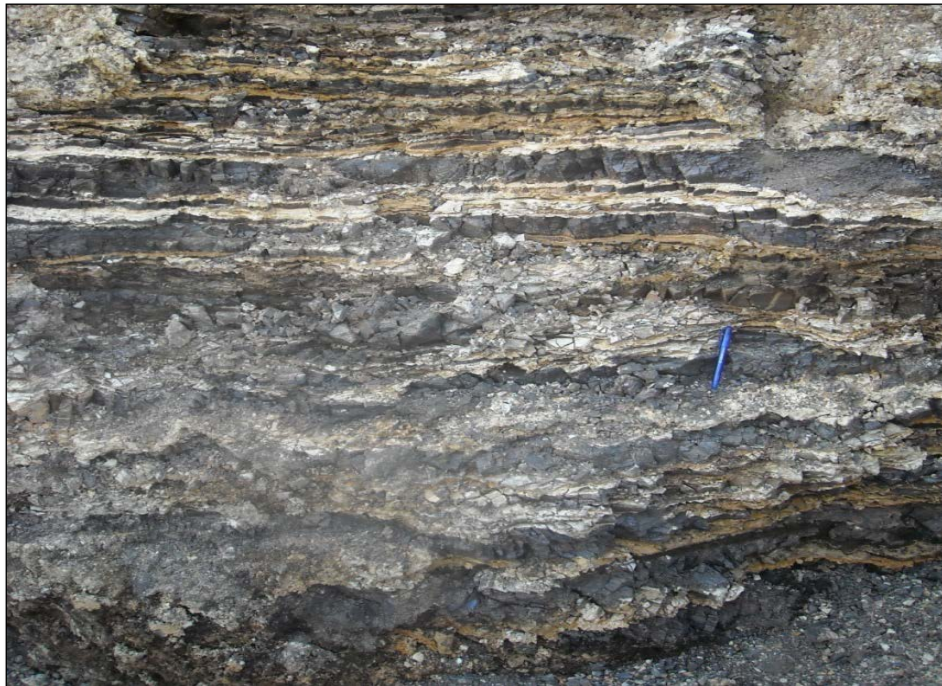


Figura 8-1: Një prej niveleve të shkëmbinjëve mëmë brënda prerjes karbonatike (Dh. Ndreko dhe Sh. Nazaj)

8.2 Karakteristikat e rezervuarve naftëmbajtës

Në rajonin e Kreshpan–Patos–Verbas takohen të dy tipe të rezervuarve naftëgazmbajtës, rezervuarët karbonatik dhe ata ranorë. Studimet e shumta dhe puset e shpuar në të gjithë rajonin, kanë mundësuar një informacion të bollshëm për karakteristikat kolektorale të këtyre rezervuarëve naftëgazmbajtëse.

8.2.1 Karakteristikat e rezervuarëve në formacionet karbonatik

Në rezervuarët karbonatik vërehet prania e të gjithë tipeve të kurtheve, ku më të përhapur janë kurthet strukturorë kulmorë, hidrodinamike dhe bllokorë. Strukturat ku gjenden rezervuarët karbonatikë janë formuar në fund të Burdigalianit, por me zhvillimet e mëvonshme gjeologjike kanë pësuar ndryshime të theksuara sidomos të planit strukturor (Gjoka M., et al, 2001). Me rezervaret karbonatike lidhen vendburimet e Ballshit, Visokës, Cakranit dhe Kreshpanit.

Sipas (Gjoka M., Muska K., et al., 2003) kontaktet naftë-ujë fillestare në vendburimin e Ballshit dhe në vendburimin e Kreshpanit kanë qënë horizontale, përjashtim bën vendburimi i Visokës ku kontakti naftë-ujë është i pjerrët. Ndryshime të kontaktit naftë-ujë në këto vendburime janë vërejtur, në ato raste kur kemi keqësim të vetive kolektorale. Në varësi të karakteristikave kolektorale në formacionin karbonatik vërehen pesë pako kolektorale nga lart-poshtë (Gjoka M., et al., 1986). (Gjoka M., Gjika A., Sillo V., Sylari V, 2001).

- Gëlqerorët pelitomorf të Eocenit,
- Pjesa e sipërme e pakos së gëlqerorëve organogjen të Paleocenit dhe të horizontëve turbiditë (vidhisës) të pjesës së sipërme e Kretës së sipërme,
- Prerja e Kretës më horizontët vidhisës,
- Pjesa e poshtme e gëlqerorëve mikritikë deri tek horizonti fosfatik,
- Pakua me shistet deri në pjesën e poshtme të Krekatut të sipërm (Koniakian).

Për të dhënë karakteristikat mbi vetit kolektorale të pakove të mësipërme mund të gjykohet vetëm për porozitetin e matriksit, pasi për çarjet dhe kavernat nuk mund të jepen të dhëna të sakta dhe cilësore. Kurthet në rezervuarët karbonatike janë formuar gjatë fazës tektonike të Burdigalianit, janë mbushur me naftë gjatë Burdigalian–Langianit dhe kanë pësuar ndryshime në fazat e mëvonshme të rrudhosjes që kanë prekur rajonin (Foto C., 1990). Zhvillimet tektonike gjatë kësaj faze kanë sjellë formimin e sistemeve të çarshmërisë dhe kanë krijuar kushte të favorshme për migrimin masiv të hidrokarburve.

Pas Burdigalianit deri në Pliocen rajoni ka pësuar ngritje në veri dhe i është nënshtruar erodimit deri në nivelet e gëlqerorëve të Kretakut dhe më pas pëson një inmersion, zhytje drejt veriut. Në këtë kohë ka vazhduar dhe migrimi i fuqishëm i hidrokarbureve. Faktorët strukturor kanë qënë determinues në migrimin, akumulimin dhe ruajtjen e hidrokarbureve në formacionet karbonatike të ndërthurur gjithashtu dhe me faktorët litologo–kolektorale, gjeokimike dhe hidrodinamike. Në rajon kemi disa faza të gjenerim-migrimit të naftës, kufiri i poshtëm i formimit të naftës është ai i Oligocenit të sipërm kurse i sipërm ose stadi

i katagjenezës që korresponдон me depozitimet e Tortonian–Pliocenit (Gjoka M., Muska K., et al., 2003).

Sipas (Mezini A., 2003)(Gjoka M., Muska K., et al., 2003) madhësia e kurthit në vendburimin e Visokës luhartet nga 400-600m, në Cakran dhe Ballsh janë më kapele gazore dhe kati naftëmbajtës është afërsisht 220m në Cakran dhe 520m në Ballsh.

8.2.2 Karakteristikat e rezervuarëve në formacionet ranorike

Në formacionet ranore të Mesinianit sipas studimeve (Foto C., 1990) nafta është dytësore. Për këtë arsye naftëgasmbajtja do të varet nga kushtet e kurthëzimit dhe forminin të këtyre rezervuarve të naftës.

Vetit kolektorale të formacioneve naftëgazmbajtëse në depozitimet ranore varen nga mjediset e depozitimit të këtyre formacioneve (Gjoka M., Dhimulla I., 1988) (Gjoka M., et al., 1990)(Gjoka M., et al, 2001). Në shtresat naftëmbajtëse të formacionit Bubullima dhe pjesa e poshtme e formacionit Marinza kanë një përhapje më të vogël të ranorëve ndërsa në formacionet më të reja Driza dhe Gorani përhapja e ranorëve është më e madhe.

Në formacionin Bubullima rezervuarët janë më kokrrizë imët, më shtim të materialit alevrolitor argjilor e karbonatik me çimentim kryesisht të përzierë e mbushës (Meçaj B., Mersini F., 1988)(Meçaj B., 1989). Në formacionin Marinza materiali bëhet më ranorë, kokrrizë vogël, ulet përmbajtja argjilore e karbonatike, tregues këta që përmirësohen akoma më shumë në formacionet Driza e Gorani. Si rezultat i ndryshimeve litologjike që pësojnë këto formacione edhe vetit kolektorale kanë një përmirësim të ndjeshëm duke kaluar nga formacioni Bubullima për në formacionin Marinza, ndërsa në shtresat e mësipërme Driza dhe Gorani përmirësimi është më i njëtrajtshëm (Gjoka M., et al , 2001).

Është vërejtur gjithashtu që vetit kolektorale të formacioneve naftëgazmbajtëse zvogëlohen duke kaluar nga nivele më të thella në pjesën veriore të vendburimit në drejtim të pykëzimeve stratigrafike. Këto ndryshime janë më të qarta në formacionin Bubullima dhe më pak në formacionin Marinza (Meçaj B., Mersini F., 1988) (Gjoka M., Dhimulla I., 1988) (Gjoka M., et al , 2001) (Gjoka M., Muska K., et al., 2003).

Studimet e kryera në vendburimin e Patos-Marinzës tregojnë se poroziteti i shtresave të formacionit Bubullima varion nga 8-12% kurse për formacionin Marinza e më të reja luhartet në kufinj të 27-32 % (Gjoka M., Muska K., et al., 2003). Trashësia e ranorëve rritet nga jugu në veri dhe nga lindja në perëndim. Vetit kolektorale përmirësohen nga poshtë lartë dhe nga vija bregore në drejtim të basenit.

8.3 Vendburimet kryesore të naftës

Në rajonin e studimit vendburimet kryesore të naftës është ai i Visokës në formacionin karbonatik që gjendet në periklinalin jugor të strukturës antiklinale të Patos–Verbasit dhe vendburimi i Patos–Marinzës në formacionet ranore. Vendburimi i Patos–Marinzës është dhe vendburimi me i madh i naftës në vendin tonë.

8.3.1 Vendburimi i Visokës në formacionin karbonatik

Vendburimi i naftës i Visokës është zbuluar në vitin 1963 (Marko Dh., Moci A., 1995) nga shpimi i pusit 622 dhe është vendburimi i parë i naftës i zbuluar në karbonate në vendin tonë (Gjoka M., Muska K., et al., 2003). Vendburimi i Visokës nga ana strukturore gjendet në periklinalin jugor të strukturës së eroduar të Patos–Verbasit. Si mbulesë në këtë vendburim shërbejnë depozitimet terrigjene të Oligocenit dhe Miocenit të sipërm.

Vendburimi i Visokës ka sipërfaqe afërsisht 2270 ha. Rezervuarët e naftës janë të vendosur në thellësi 1060 deri 1700m me një shtresë mesatare produktive prej 200m me një maksimum prej 350m. Shtratimi i naftës në Visokë përfaqësohet nga rezervuarët karbonatike të Kretakut të sipërm–Paleogenit. Rezervuari është e tipit hidrodinamik me kontaktin naftë-ujë që zhytet kryesisht në drejtim të jugut. Studimet mbi porozitetin tregojnë se në rezervuarin e Visokës, rritja e përmbajtjes së lëndës karbonatike ndikon në uljen e vlerave të porozitetit.

Vendburimi i Visokës ka karakteristika të veçanta përsa i përket kushteve gjeologjike dhe hidrodinamike të formimit të kurthit. Kjo lidhet me faktin e mungesës flishore në zonën veriore të vendburimit, çka sjell që kurthi i vendburimit të Visokës të jetë i hapur në pjesën veriore të tij.

8.3.1.1 Migrimi i naftës në vendburimin e Visokës

Kombinimi i faktorëve hidrodinamik, litologjik, stratigrafik, tektonik dhe faktorëve të tjerë kanë ndikuar në mungesën e migrimit të naftës në pjesët më të sipërme të formacioneve në veri të vendburimit të Visokës. Heterogjeniteti i theksuar vetive fizike të shkëmbit sjell mungesë të komunikimit me formacionet e mbishtrira.

Oksidimi i fraksioneve më të lehta të naftës gjatë Miocen–Kuaternarit ka krijuar mundësin e formimit të rërave bitum mbajtëse që kanë shërbyer si taposje duke ulur mundësin e migrimit të hidrokarburëve. Sipas (Kokonozi V., 1970) (Dafa N., Jusufati S., 1973) në vendburimin e Visokës ka lëvizje të ujit nga pjesa qëndore e eroduar drejt jugut dhe lindjes. Lëvizja në drejtime të kundërt me drejtimin e migrimit të naftës ka penguar naftën të arrijë në pjesët e sipërme të strukturës. Një rol të rëndësishëm në mungesën e migrimit ka luajtur edhe largimi i fraksioneve të lehta të naftës në kohë më të hershme gjeologjike (Diamanti F., 1982)(Foto C., 1990). Nafta e vendburimit të Visokës është mjaft viskoze 1000–2000cp në temperaturën 20°C (Marko Dh., Moci A., 1995). Lëvizshmëria e naftës në zonat me përshkueshmëri të ulët, pranë zonave të eroduara është shumë e ulët deri në zero.

8.3.2 Vendburimi i Patos–Marinzës në formacionet ranore

Vendburimi i Patos–Marinzë ndërtohet nga disa formacione naftëmbajtëse duke u nisur nga poshtë lartë kemi, formacionin Bubullima, Gurët e zezë, Marinza, Driza, Gorani, Kuçova dhe formacionin Polovina. Lënda organike e takuar në këto formacione është e tipit humusor, por duke parë sasinë, përhapjen dhe historinë e zhvillimit gjeologjik të tyre

vërehet se nuk janë krijuar kushte për të gjeneruar naftë. Sipas (Foto C., 1990) lënda organike e takuar në formacionet mollasike të Mesiniani ka gjeneruar vetëm gas. Këto të dhëna tregojnë se nafta në këto formacione është dytësore e migruar nga gëlqerorët e strukturës së eroduar të Patos–Verbasit. Përhapja e këtyre formacioneve naftëgasmbajtëse në vendburimin e Patos–Marinzës kontrollonhet nga disa faktorë që janë të lidhur ngushtë me ambientet e sedimentimit, mënyrën e vendosjes mbi gëlqerorët e eroduar të strukturës antiklinale të Patos–Verbasit si dhe nga kushtet e ndryshme të kurthimit të naftës që duken qartë në profilet sizmike 3D, T-301, T-401, L-301, L-401 (Figurat 5-6, 5-8, 5-9 dhe 8-2). Këta faktorë sëbashku kanë kushtëzuar që në vendburimin e naftës së Patos-Marinzës të gjenden shtratime naftë në gjëndje fazore të ndryshme (Gjoka M., et al., 1990) (Ndreko Dh., 2016).

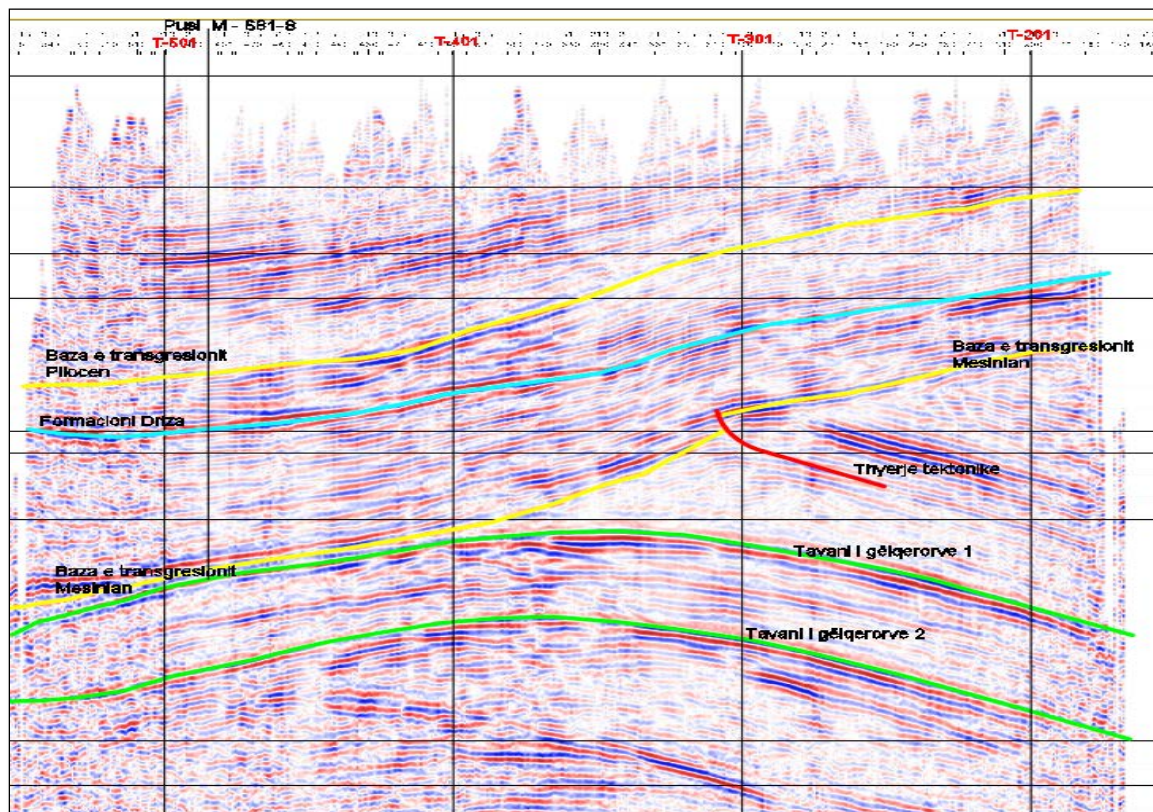


Figura 8-2: Profili sizmik L - 301

Depozitimet e formacionit Bubullima në gjiret e Kolonjës dhe të Kallmit, përfaqësohen nga ndërthurje e shtratimeve të naftës dhe të gazokondesatit me brez naftë (Ndreko Dh., 2016). Këto shtratime kanë përhapje të kufizuar pranë sipërfaqes së shplarë si mund ta shikojmë dhe në figurën 5-11 dhe figurën 5-13.

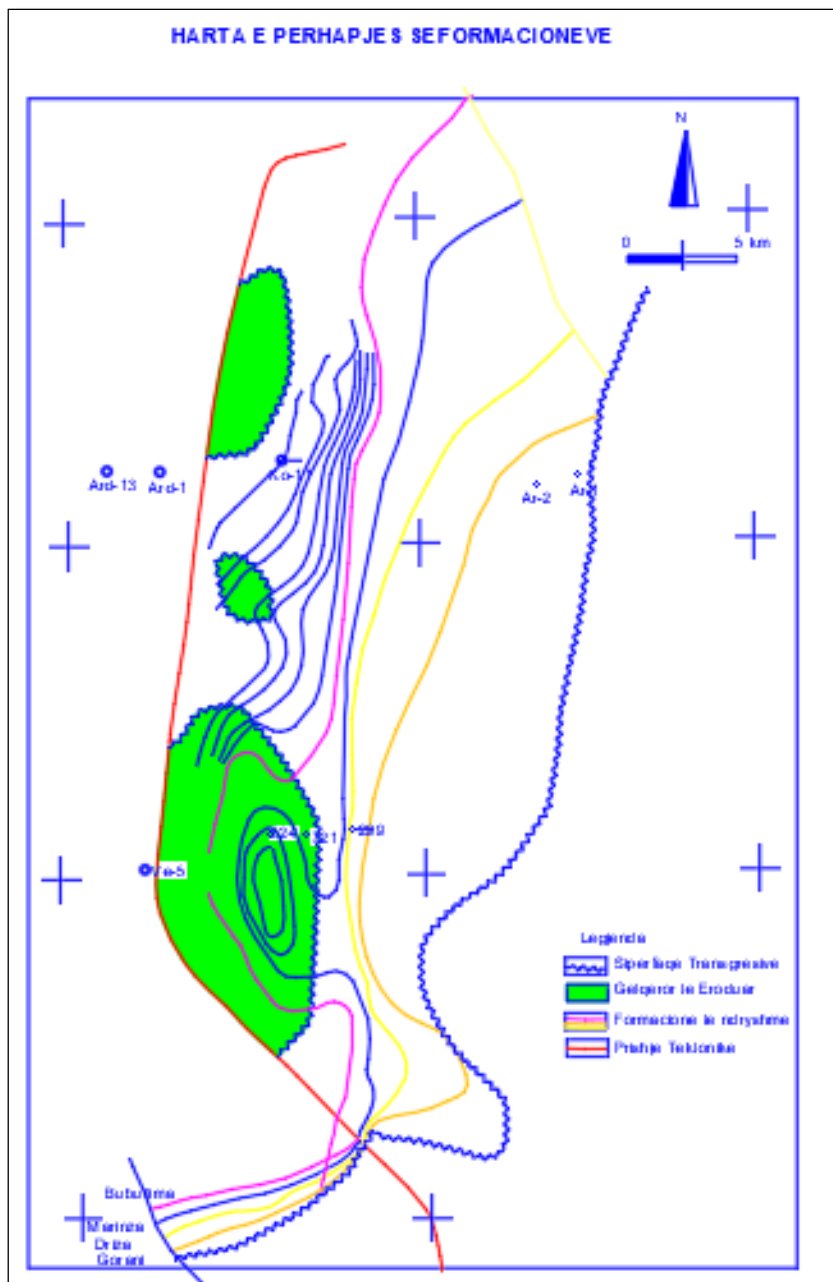


Figura 8-3: Harta strukturore e përhapjes së formacione të ndryshme (Bubullima, Marinza, Driza dhe Gorani) në vendburimin e Patos- Marinzës (modifikuar sipas (Gjoka M., et al., 1986)

Trashësitë naftëgazmbajtëse lidhen me formacionin Marinza dhe përfshijnë kryesisht shtratime naftë me kapele gazore. Në gjirin e Patosit, formacioni Marinza ka shënja naftë, kurse në daljet sipërfaqësore në pjesën jugore të rajonit të studimit takohen shtresat të ranorëve me shënja naftë (Figura 8-4). Formacioni Marinza formon edhe shtratimet e naftës në monoklinalin e Gorishovë–Cakran–Kreshpan (Gjoka M., et al., 1990) (Gjoka M., et al., 2001) (Ndreko Dh., 2016).



Figura 8-4: Dalja sipërfaqësore e formacionit Marinza në jug të rajonit të studimit (Dh. Ndreko)

Formacionet naftëmbajtëse kanë përhapje të madhe në të gjithë vendburimin e Patos–Marinzës. Naftëgasmbajtja lidhet me depozitimet në mjedise të ndryshme të sedimentimit (Figura 7-3). Në vendburimin e Patos-Marinzës trashësitë naftëmbajtëse janë depozitime transgresive-regresive ku përfshihen nga formacioni Driza deri tek formacioni Kuçova (Gjoka M., et al., 1990) (Ndreko Dh., 2016).

Në formacionet bituminoze përfshihen formacionet e ranorëve bituminozë, bitumeve të pastër natyrore dhe zhavoreve bituminoze. Formacionet bitum mbajtëse të ranorëve gjejnë përhapje të gjërë në vendburimin e naftës së Patosit në pjesën jugore të rajonit. Formacionet bitum mbajtëse lidhen me shtresat e formacioneve Driza (D₄–D₅) dhe të formacioneve Marinza (M₀, M₁, M₂) që dalin në sipërfaqe (Figura 8-4 dhe 8-5) (Ndreko Dh., 2016).



Figura 8-5: Formacioni bitum mbajtëse i Marinzës në monoklinalin e Kreshpanit (Kasnicë Dh. Ndreko)

8.3.2.1 Kushtet e kurthimit të naftës në vendburimin e Patos–Marinzës

Faktorët kryesor që kontrollojnë kurthimin e hidrokarburëve në vendburimin e Patos–Marinzës janë faktorët gjeologjik. Të cilët të lidhur me njëri-tjetrin kanë krijuar kushte të favorshme për kurthimin e hidrokarbureve në formacionet mollasike. Faktorët kryesor gjeologjik janë (Ndreko Dh., 2016):

- Prania e luginave erozionale ku vërehen qartë në figurën 5-2, profili sismik 3D T-201,
- Faktori sedimentologjik i pykëzimit litologjik të shtresave ranore e dallohen shumë qartë në profilin sismik L- 401 dhe në profilet e tjerë (Figura 5-9),
- Kontakti i depozitimeve mollasike me gëlqerorët e strukturës së eroduar të Patos–Verbasit, që dallohet qartë në profilin sismik T-301 (Figura 5-6) dhe në profiling gjeologo–gjeofizik (Figura 8-6).

Kombinimi i të gjithë këtyre faktorëve me kushtet e gjenerimit dhe migrimit të hidrokarburëve kanë krijuar kushte të favorshme për formimin e kurthimin e

hidrokarburëve në depozitimet mollasike të Mesinianit. Shtratimet e naftës dhe gazit në vendburimin e Patos-Marinzës gjenden të kurthëzuara në kushte të ndryshme gjeologjike. Në formacionet naftëmbajtëse në monoklinalin Patos–Marinzës, faktori kryesor i kurthimit është faktori strukturor e litologjik, në disa raste takohen dhe shtratime të ekranizuara tektonikisht (Ndreko Dh., 2016).

Në formacionin Driza (D_1 dhe D_3) në pjesën jugore të vendburimit ka pykëzime litologjike dhe në plan marrin formën e gjireve duke formuar kurthe të favorshme për akumulimin e hidrokarbureve në një sipërfaqe të pakonturuar plotësisht (Ndreko Dh., 2016).

Shtratimet në gjiret e Marinzës, Kallmit dhe Kolonjës të luginave erozionale të ngushta e të zgjatura në formën e kanaleve, përqendohen në pjesën më të ngritur të kurtheve stratigrafike të mbyllur e hermetikë, duke favorizuar kështu ruajtjen e naftave nga proceset e biodegradimit (Gjoka M., Dhimulla I., 1988). Përhapja e shtratimeve të naftës i nënshtrohet formës së gjireve, të cilët në plan janë të zhvendosur dhe të vendosur njëri mbi tjetrin në drejtim të zhytjes, drejt veriperëndimit (Figura 5-13) (Ndreko Dh., 2016).

Formacioni Bubullima (shtresat B_{16} – B_{20}) në veriperëndim të vendburimit, profileve T-301, T-401 (Figurat 5-6 dhe 5-8) dhe L-601 (Figura 8-6) në pjesën perëndimore vendosen mbi gëlqerorët e eroduar dhe mbi pakon kalimtare ndërsa në pjesën jugperëndimore të dhënat nuk tregojnë prezencën e pykëzimeve litologo-statigrafike të këtyre shtresave (Ndreko Dh., 2016).

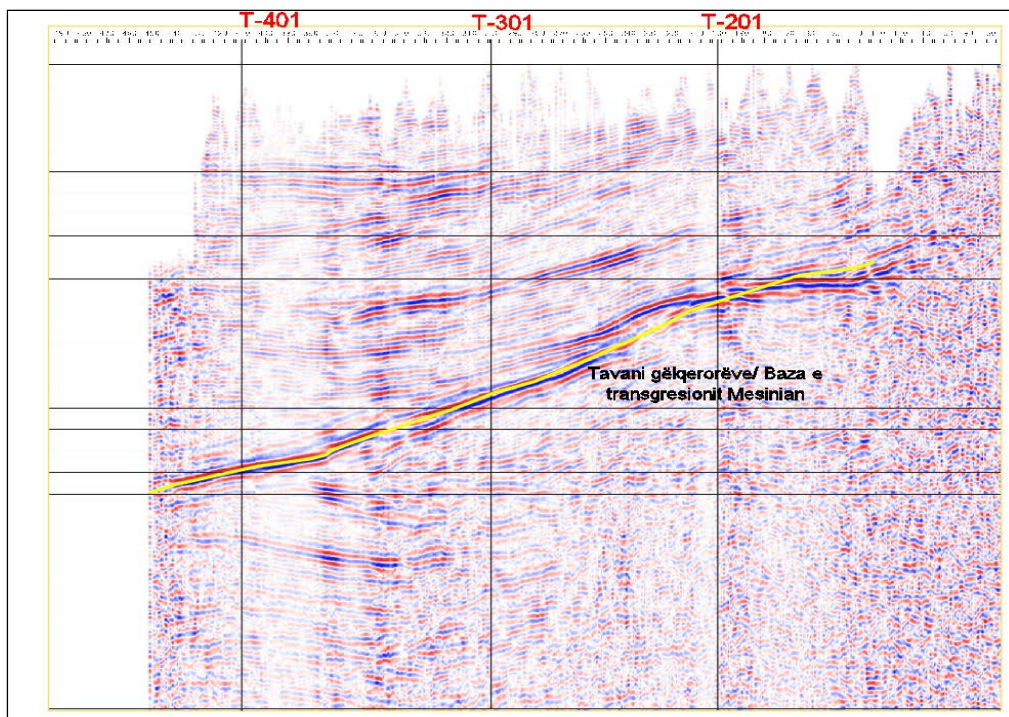


Figura 8-6: Profil sizmik L-601

Në rajonin e Patosit formacioni Driza (shtresat D₄ dhe D₅) vënde-vënde është naftëmbajtës, ndërsa në daljen sipërfaqësore është bitumbajtëse. Për këtë nështresat D₄ dhe D₅ të formacionit Driza, tapat e bitumeve mund të kenë shërbyer për kurthimin e naftës sidomos në pjesën jugore (Ndreko Dh., 2016).



Figura 8-7: Dalja sipërfaqësore e formacionit Driza (bitummbajtës)

Në monoklinalin e Cakran-Kreshpanit kurthimi i hidrokarbureve lidhet me ekranizimet tektonike nga lindja dhe të pykëzimeve litologo-stratigrafike nga jugu. Pamvarësisht zhytjes së vazhdueshme të shtresave drejt veriut grumbullimet e naftës përplasen pranë kontakteve tektonike nga fshati Gorishova deri në Kreshpan. Akumulimi dhe kurthimi i hidrokarburëve është kryer gjatë fazës së migrimit të Mesinianit ndoshta dhe të Pliocenit. Shtratimet e naftës në kohën e Pliocenit kanë pësuar një riformim dhe janë riformuar për llogari të erodimit të depozitimeve më të vjetra dhe si rezultat i ndryshimit të planit strukturo r(Foto C., 1990) (Gjoka M., et al, 2001). (Ndreko Dh., 2016).

8.3.2.2 Tipet e ekranizimeve në vendburimin e Patos–Marinzës

Numri i madh studimeve dhe informacioni i marrë nga puset e shpuar në vendburimin e naftës së Patos-Marinzës, japin të dhëna të mjaftushme për të përcaktuar mënyrën e ekranizimeve të shtratimeve të naftës (Ndreko Dh., 2016).

Në këtë vendburim gjenden ekranizime litologjike të cilët formohen si rezultat i pykëzimit të trupave ranorë në horizontalitet dhe janë të lidhur ngushtë me mjedisin e sedimentimit. Ky tip ekranizimi ka përhapje të madhe në vendburimin e Patos–Marinzës (Ndreko Dh., 2016).

Ekranizimet litologo–stratigrafike përhapen në ato zona ku rezervuaret mbivendosen dhe në pjesët anësore të vendburimit kur rezervuaret kontaktojnë me depozitimet flishore me përshkueshmeri më të ulët, që shërbejnë si ekran (Ndreko Dh., 2016).

Ekranizimet tektonike janë të lidhur me thyerjet tektonike ndërformacionale në lindje të strukturës së Patos-Verbasit (Figura 3-5) (Ndreko Dh., 2016).

Ekranizimet e stratigrafike të rezervuarve formohen poshtë sipërfaqes së shplarë në zonën e kontakteve me gëlqerorët e eroduar si duket dhe në figurën 8-8 (Ndreko Dh., 2016).

Ekranizimet të kombinuara stratigrafike-hidrokinamike ose hidrokinamike-bituminoze (gjeokimike) që formohen në shtratimet e gëlqerorëve që shërbejnë si ekrane për shtratimet e ranorëve edhe në shtratimet e rezervuarëve ranorë si rezultat i qarkullimit të ujërave të infiltracionit (Ndreko Dh., 2016).

8.3.2.3 Tipet e shtratimeve në vendburimin e Patos–Marinzës

Konturet e pykëzimeve të shtratimeve të naftës në plan janë të ndryshme duke sjell që në të gjitha shtratimet të takohen ekranizimet e përmedura më sipër. Marrë në konsideratë ekranizimet me përhapje më të madhe dhe karakteristikat e rezervuarit, në vendburimit e Patos–Marinzës takohen këto tipe shtratimesh (Nikolla L., 2014) (Ndreko Dh., 2016).

Shtratimet shtresore litologo-statigrafik, të cilët përhapen në formacionin Marinza dhe në formacionin Bubullima (shtresat B₁₁-B₁₄) dhe në Kallm (shtresat B₅-B₇) (Ndreko Dh., 2016).

Shtratimet shtresorë stratigrafik-litologjik ku përfshihen shtratimet e formacionit Driza në Patos–Marinzë dhe formacionit Bubullima në Kallm (shtresat B₉ dhe B₁₀) (Figura 8-8) (Ndreko Dh., 2016).

Shtratimet shtresorë të ekranizuara tektonikisht kanë një përhapje më të kufizuar dhe lidhen me kontaktin e shtresave poshtë thyerjeve ndërformacionale në zonën e Kreshpanit dhe me formacionin Marinza dhe Driza (Figura 8-8). Shtratimet litologjike të kufizuar dhe

të ç'rregullta lidhen me formacionin Gorani në vendburimin e Patos-Marinzës (Ndreko Dh., 2016).

8.3.2.4 Kushtet e migrimit të naftave

Në rajonin e Cakran–Kreshpan veçoritë e zonës së ushqimit dhe zonës së akumulimit varen edhe nga kushtet e migrimit të naftave. Migrimi i hidrokarburëve në gëlqerorët është sheshor e vertikal dhe në kontakt me depozitimet e Mesinianit kthen drejtimin dhe bëhet horizontal në drejtim të pjesë më të ngritur të shtresave kolektore deri në pikën e kurthimit (Janopulli V .,et al, 1983)(Gjoka M., et al., 1986) (Gjoka M., et al., 1990) (Ndreko Dh., 2016).

Në varësi të përmasave të rezervuarit formës strukturore dhe vetive të tij kolektorale varen dhe distancat e migrimit horizontal. Të cilat janë të ndryshme në rajone të ndryshme dhe për formacione të veçanta.

Shtresat naftëmbajtëse të formacioneve Bubullima, Marinza, Driza dhe Gorani në pjesën jugore në rajonin e Patosit dhe në pjesën jug - perëndimore në rajonin e Kreshpanit kanë shënja të shumta naftë (Figurat 8-4, 8-5 dhe 8-7). Këto të dhëna sipërfaqësore tregojnë se migrimi horizontal duke marrë në konsideratë largësinë e zonës së ushqimit të naftës (ngritjen erozionale të Zharrzës) është bërë në distanca shumë të mëdha. Për formacionin Driza (shtresa D₁) në rajonin e Marinzës, migrimi horizontal ka ndodhur edhe në pjesën veriore të ngritjes erozionale të Zharrzës deri në Kallm, ku këto depozitime gjenden me zhytje (Figura 8-8 dhe 5-13) (Ndreko Dh., 2016).

Nëse do të shikojmë përhapjen e shtratimeve të naftës në vertikalisht nga posht–lart në vendburimin e Patos – Marinzës, do të vërejmë se kemi një përhapje më të vogël të shtratimeve të naftës në pjesën e sipërme të prerjes. Si rezultat i kësaj mund të themi se migrimi vertikal i hidrokarburëve ka qënë më i vogël nëse do ta krahasojmë me migrimin horizontal (Ndreko Dh., 2016).

Distancat e migrimit vertikal do të varen nga përhapja e rezervuarve kolektor të çrregullt dhe nga ekzistenca e dritareve litologjike të rezervuarve kolektor shtresorë. Dritaret litologjike të rezervuarve kolektor shtresorë janë më shumë karakteristike për ambientet e sedimentimit pranë bregor (formacionet Gorani, Kuçova) (Ndreko Dh., 2016).

Kushtet e migrimit të hidrokarburëve në rajonet naftëgazmbajtëse ku nuk faktohet zona e ushqimit të gëlqeroreve të eroduar kanë veçoritë e tyre. Monoklinalet e Patosit–Marinzës dhe të Cakran–Kreshpanit nga ana paleotektonike kanë qënë një njësi unike që përbëhej nga të njëjtat depozitime, gjithashtu shtresat naftëmbajtëse të rajonit të Kreshpanit lidhen me formacionin Bubullima. Këta monoklinale ndahen nga njëri–tjetri me anën e një thyerje tektonike (Figura 5-4), e cila mund të ketë shërbyer si rrugë për migrimin e hidrokarburëve nga struktura e eroduar e Patos–Verbasit. Për këtë arsye është pranuar se burimi i ushqimit lidhet me strukturën e Patos–Verbasit e cila ka ndryshuar situatën gjeologjike por nuk

përrjashtohet mundësia e furnizimit të këtyre formacioneve dhe nga struktura e shplarë e Kreshpanit. (Gjoka M., et al., 1986) (Ndreko Dh., 2016).

Formacionet naftëgazmbajtëse e depozitimeve të pjesës së sipërme të Mesinianit gjenden të spostuara më në perëndim në lidhje me pozicionin e tyre fillestar, me të paktën 10 km në perëndim, duke patur parasysh daljet sipërfaqësore të Neogenit në Gegaj dhe Bishqethëm, si rezultat i thyerjes tektonike ndërformacionale të më vonëshme paspliocenike. Kurse në lindje dhe verilindje të rajonit, pjesë të depozitimeve të Neogenit mendohet se ndodhen pothuase në pozicionin fillestar të sedimentimit. Këto të dhëna mbështeten dhe nga fakti që naftë dhe shënjat e naftës në prerje janë të përqendruara kryesisht në pjesën e sipërme të prerjes deri në thellesit 1000–1200 m (Foto C., 1990) (Ndreko Dh., 2016).

Migrimi i hidrokarburëve me gas të tretur është karakteristikë për shtratimet e naftës (Barker C., 1980). Në varësi të shkallës së ngopshmërisë së gas të hidrokarbureve në vendburimin e Patos–Marinzës janë formuar shtratime naftë me ngopshmëri të vogël me gas dhe shtratime naftë me kapele gazore në rastet kur hidrokarburet kanë ngopshmëri të madhe me gas.

Gjendja gazokondesat e hidrokarburëve është karakteristike për formacionin Bubullima në zonën të Kallmit dhe të Kolonjës në pjesën veriore të vendburimit. Brënda kapeles gazokondesat vihen re shënja naftë të shumta të cilat tregojnë se kapelja gazkondesat dhe brezi i naftës janë formuar më vonë duke u veçuar nga sistemi monofazor nga një anë pjesa e gazokondesatit dhe ana tjetër pjesa e brezit të naftës (Douglas W.W., 1985).

Përbërja e shtratimeve në vendburimin e Patos–Marinzës nga ana fazore në prerjen vertikale nuk është kaotike por ka një zonalitet (Gjoka M., et al, 2001). Në pjesën e sipërme të prerjes gjejmë përhapje shtratimet e naftës dhe për nivele më të thellë të prerjes shfaqen shtratimet e naftës me kapele gazore me sasi të vogla gazokondesati (Ndreko Dh., 2016).

Në pjesën më të poshtme të prerjes fillojnë të shfaqen shtratimet e gazokondesatit të cilët me rritjen e thellësisë ndërthuren me shtratimet e naftës. Seria e shtratimeve përfundon me shtratimet e gazokondesatit me brez naftë të Kolonjës. Në rajonin e Kolonjës, poshtë shtratimeve të gazokondesatit me brez naftë takohen dhe bitumet të tipit asfalt të bashkëshoqëruara me nafta të lehta (shtresa B₁₅, B₁₆). Bitumet janë marrë edhe nga disa puse në zonën e Kallmit.

Prezenca e bitumeve në kushte të thellësisë ku ndërtimi gjeologjik dhe zhvillimi historik nuk kanë favorizuar proceset e oksidimit e të biodegradimit. Kjo gjë dëshmon për rolin e proceseve të diferencimit fizik të komponenteve të rëndë të naftave, gjatë përzierjes së fazës së gaztë e fazës së lëngët në kohën e migrimit të tyre në sisteme të hapur jashtë kurthit (Douglas W.W., 1985).

Gjatë depozitimit të Mesinianit dhe para ndërrimit të planit strukturor me fillim e depozitimeve të Pliocenit dhe transgresionit të detit drejt juglindjes ka patur migrim të vazhdueshëm të hidrokarburëve (faza e dytë dhe e tretë) (Diamanti F., et al., 1995). Të dhënat për migrimin e naftës mbas sedimentimit të trupave ranorë janë të lidhura me karakterin e përhapjes së shtratimeve në lidhje me zonën e ushqimit dhe me shkallën e biodegradimit të naftave në lidhje me pozicionin strukturor të shtrirjes dhe ruajtjes së tyre në shtratim (Gjoka M., et al., 1990). Në rajonin e Marinzës, formacioni Driza (nënshtresa D₁) shtrihet në thellësi të madhe deri në Kallm ndërsa kontaktet transgresive me gëlqeroret janë vetëm në ngritjen erozionale të Zharrzës në thellësi më të cekët si mund ta shikojmë dhe në profilet sismikë T-301 dhe L-401 (Figurat 5-6 dhe 5-9). Këto fakte lejojnë që të arrihet të përcaktohet që koha e formimit të formacionit Driza në vëndburimin e Patos-Marinzës është ajo e Mesinianit (Ndreko Dh., 2016).

Në rajonin e Kallm–Kolonjës pas ndërrimit gradual të planit strukturor gjatë Pliocenit, gjen përhapje gjeneracioni i vonshëm i hidrokarbureve dhe i shtratimeve të gazokondesatit me brez naftë dhe të shtratimeve të naftës të cilët mbushin kurthet e gjireve paleogeografik dhe kanë përputhje me formën e sotme strukturore (Gjoka M., et al., 1990). Gjatë fazës rrudhosëse postpliocenike ka patur dhe faza të tjera të migrimit të hidrokarbureve që shprehen në bashkëshoqërimin e naftave të klasave të ndryshme të biodegraduar dhe normale në të njëjtat kushte gjeokimike të transformimit të tyre (Douglas W.W., 1985) (Diamanti F., Dhimulla I., 1982) (Ndreko Dh., 2016).

8.4 Kushtet hidrogjeologjike të formimit e shtratimeve të naftës

Studimet hidrogjeologjike të kryera në rajonin e studimit kanë vërtetuar ekzistencën e dy zonave hidrogjeologjike:

1. **Zonë e hipergjenezës** ku përfshihen ujërat e formacionit Driza në vëndburimin e Patos–Marinzës dhe të formacioneve Driza, Mariza dhe Bubullima në monoklinalin e Cakran–Kreshpan. Zona e hipergjenezës karakterizohet nga proceset e oksidimit aerob dhe biodegradimit, që ndikojnë në karakteristikat fiziko-kimike të naftave (Diamanti F., Dhimulla I., Prifti Dh., 1981) (Dakolli H., 1985)(Douglas W.W., 1985). Për këtë arsye faktorët hidrogjeologjik që kanë ndikuar në formimin dhe në ruajtjen e shtratimeve janë të lidhur me kohën e formimit të kurtheve.

Për kurthet e formuar para Pliocenit karakteristikat hidrogjeologjike kanë luajtur rol vetëm në transformimin cilësor të naftës, ndërsa faktorët hidrodinamike janë të favorshme për ruajtjen e shtratimeve. Nga ana e zhvillimit paleohidrogjeologjik kemi të bëjmë me stadin e kriptohipergjenezës dhe zona të tilla gjenden të përhapura në të gjithë brezin transgresiv të depozitimeve mollasike.

Për kurthet e formuar pas Pliocenit që ndodhet në stadin e idiohipergjenezës (Diamanti F., Dhimulla I., Prifti Dh., 1981)(Douglas W.W., 1985) që karakterizohet nga ujëra të ëmbla e pak të kripura, formimi i shtratimeve kontrollohet tërësisht nga ekzistenca e kurtheve

plotësisht të mbyllura. Faktorët hidrodinamik kanë ndikuar direkt në ruajtjen e shtatimeve të naftës. (Shtrepi P., 1972) (Shtrepi P., 1976) (Shtrepi P., 1982).

2. **Zona e diagjenezës** gjendet në pjesët më të thella të formacioneve Marinza dhe Bubullima (në rajonin Marinzë–Kallm–Verri–Kolonjë) dhe shoqërohet me ujë të origjinës së sedimentimit me mineralizim përgjithshëm të lartë në prerjen normale. Në këtë zonë vërehet edhe fenomeni i inversion hidrokimik (Shtrepi P., 1971)(Shtrepi P., 1980).

8.4.1 Veçoritë gjeohidrodinamike

Në vendburimin e Patos–Marinzës në formacionet naftëgazmbajtëse në shtrirje është vërejtur se në prerje ka sisteme gjeohidrodinamike të veçuara me karakteristika të ndryshme energjitike. Kjo sjell që formacionet e ndryshme në këtë vendburim të kenë karakteristika të ndryshme hidrogeologjike. Në prerjen normale takohen zona me regjime të ndryshme hidrodinamike.

Zona e ujëkëmbimit aktiv dhe mesatar në vendburimin e Patos–Marinzës gjendet në formacionin Driza. Në shtrirje të formacionit Driza si rezultat i ndryshimeve litologo–faciale vërehen ndryshime zonale në karakteristikat hidrogeologjike. Për këtë arsye në të gjithë përhapjen e formacionit, ka rajone të veçanta ku ujërat kanë komunikim të dobët me ujërat sipërfaqësore e si rezultat krijohen zona me mbyllje të favorshme hidrogeologjike.

Në vendburimin e Visokës përbërja kimike e ujërave bashkëshoqëruese të naftës tregon se struktura nuk është e mbyllur në mënyrë uniforme dhe ka ardhje të ujit nga pjesa e erodur e strukturës në dretim të jugut (Xhemalaj Xh., 2001)

Zona e ujëkëmbimit të vështirë ku hyjnë ujërat e formacioneve Marinza, Driza dhe Gorani ku nuk ka komunikim me sipërfaqen, pra kemi një sistem të mbyllur hidrodinamik.

Zona me regjime elizive në vendburimin e Patos–Marinzës karakterizohet nga presione mbinormale e të shoqëruara me inversion hidrodinamik primar dhe takohet në prerjen Neogjenike nën strukturën e Patos–Verbasit (pusi Ardenica -18).

Evolucioni paleotektonik, karakteristikat litologo–faciale janë faktor përcatues edhe në lëvizjen e ujërave bashkëshoqëruese të naftës në vendburimin e Patos–Marinzës. Evolucioni gjeologjik përcakton zakonisht lëvizjen anësore të ujërave të sedimentimit e cila nga pozitat gjeohidrodinamike drejtohet nga pozicioni hapësinor i zonave me maksimumet piezometrike për në zonat më minimumet piezometrike. Në formacionin Marinza (shtresat M₄ dhe M₅) lëvizja e ujërave përputhet me kurthin paleogjeografik, për këtë arsye ujërat jashtë konturit naftëmbajtës kanë mineralizim të përgjithshëm të ndryshëm, ndërsa kontakti ujë–naftë gjatë shfrytëzimit normal çvendoset në forme ballore (Gjoka M., et al., 1986).

8.5 Vetit e fluideve

Në vendburimin e Patos–Marinzës ka një numër shumë të madh studimesh të kryera dhe pusesh të shpuar gjatë gjithë periudhës së shfrytëzimit të vendburimit. Kjo ka mundësuar një informacion të bollshëm për vetit fiziko–kimike të fluideve në këtë vendburim. Formacionet kryesore naftëgasmbajtëse që po shfrytëzohen vitet e fundit në vendburimin e Patos-Marinzës janë formacioni Marinza (me dy objektet e shfrytëzimit objekti Nr.1 dhe Nr.2) dhe formacioni Driza. Kështu për të dhënë karakteristikat e fluideve do të përqendrohemi në këto dy formacione.

8.5.1 Vetit fiziko – kimike të naftës në formacionin Marinza

Sipas studimeve (Gjoka M., et al., 1986) (Prifti Dh., 1995) (Gjoka M., et al, 2001) në formacionin Marinza vetit e fiziko–kimike të naftës varen nga disa faktorë gjeologo – gjeokimik, si karakteristikat e naftës në burimin furnizimit, ndryshimet që ka pësuar gjatë fazës së migrimit dhe kohës që ka qendruar në shtratim dhe nga thellësia e shtratimit të naftës etj. Të gjithë këta faktorë kanë ndikuar në ndryshimet që kanë pësuar nafta në formacionin Marinza. Koeficienti mesatar i naftëngopjes sipas Gjoka M., et al, 2001) 76.04%. Sipas (Prifti Dh., 1995) pesha specifike e naftës në objektin Marinza Nr. luhatet në vlerat 0.847 -1.014 gr/cm³ dhe me rritjet me rritjen e e thellësisë ndërsa përmbajtja e squfurit (S) luhatet 2.7-5.3 %. Sipas (Gjoka M., et al, 2001) sasia e gazeve të tretur luhet në vlera 30-150 N/m³ gas për 1 m³ naftë. Vlerat më të larta të FGN gjenden në pjesët më të ngritura të shtresave naftëmbajtëse kurse më të ulta gjendet pranë kontakteve naftë ujë.

Naftat në formacionin Marinza ndryshojnë nga nafta të lehta naftenike deri në nafta të renda me përmbajtje të lartë të lëndëve asfalteno-rreshinore, gazi shoqerues është kryesisht gazi metan 80-88% dhe CO₂+ H₂S deri në 21.5% sipas (Gjoka M., et al, 2001).

8.5.2 Vetit fiziko – kimike të naftës në formacionin Driza

Sipas studimeve (Gjoka M., et al., 1986) (Gjoka M., et al, 2001) nafta në formacionin Driza është naftë e rëndë e tipit aromatiko–naftenike, sulfurore me përmbajtje të lartë të asfalteno rrëshinore sidomos për shtresat e sipërme gazi shoqërues është kryesisht gazi metan me 84% dhe 5-18% CO₂+ H₂S. Pesha specifike e varion nga 0.999 gr/cm³ në nënshtresën D₅ dhe 1.045 gr/cm³ në nështresën D₁. Sipas (Gjoka M., et al, 2001) sasia e gazeve të tretur luhet në vlera 10-40 N/m³ gas për 1 m³ naftë dhe në kontaktet naftë ujë ulët deri në 8-12 N/m³ gas për 1 m³.

8.5.3 Përberja kimike e ujërave në vendburimet e naftës

Përberja kimike e ujërave në vendburimet e naftës varet nga kushtet hidrogjeologjike që përcaktojnë shkallën e komunikimit të këtyre ujërave dhe kushtet hidrogjeokimike që përcatojnë sistemet e bashkëveprimit naftë–ujë dhe ujë–naftë. Sipas (Collins .AG., 1975)(Dakolli H., 1985) ujërat e vendburimeve të naftës kanë disa karakteristika:

- Në ujërat e venburimeve të naftës zakonisht ka mungesë të joneve sulfate, si rrjedhojë e zhvillimit të proceseve të reduktimit në kushte anaerobe, si rezultat e

bashkëveprimet gjeokimik ujë-hidrokarbure. Nga ku bashkëveprimet ujërat humbasin sulfatet dhe hidrokarburet pësojnë ndryshime në karakteristikat fiziko-kimike. Karakteristika të ndryshme marrin vendburimet e naftës, në varësi se cili nga sulfatet hyn në bashkëveprim. Në rastin kur ku në reaksion hyn Na_2SO_4 uji merr karakteristika të një mjedisi alkaline. Në rastin kur në reaksion hyn CaSO_4 si precipitat do të formohet CaCO_3 çka sjell rritjen e përqendrimit të joneve bikarbonate që jo gjithëmonë tregojnë për ujëkëmbim aktiv.

- Ujërat e vendburimeve të naftës në varësi të përqendrimit të jonit të hidrogjenit në tretësirën ujore ndodhen në ujëra alkaline dhe acid.
- Ujërat e vendburimeve të naftës përmbajnë elemente specifike si Jodi, Bromi, Bori, etj.
- Në këto ujëra gjenden gaze të tretur kryesisht me përbërje hidrokarbure.

8.6 Klasifikimi gjenetik i ujërave të naftës

Klasifikimi i ujërave të vendburimeve të naftës mundëson ndarjen e ujërave në tipe më të ndryshme kimike, në bazë të përmbajtjes së disa elementeve kryesore kimike (Na^+ , K^+ , Mg^{+2} , Ca^{+2} , Cl^- , SO_4^{-2} , HCO_3^-).

Sipas (Collins .AG., 1975) përmbajtja e këtyre elementeve kimike në ujërat nëntokësore do të varet nga origjina dhe evolucioni gjeologjik që ka kaluar vendburimi i naftës. Për klasifikimin e ujërave nëntokësore përdoren disa klasifikime si (Palmer C., 1911)(Sulin V. A., 1946)(Chebotarev I.I., 1955) (Bojarski L., 1970).

Për të bërë klasifikimin e ujërave të vendburimeve të naftës në Patos-Marinzë është përdorur klasifikimi në bazë të koeficienteve gjenetik (Tabela 8-1) sipas Sulinit (Sulin V. A., 1946). Tipi i ujërave nëntokësore Klorur–Kalciumi (Cl^- - Ca) dhe Klorur–Magnezi (Cl^- - Mg) janë më të përhapur në vendburimet e naftës një përhapje më të vogël kanë ujërat Bikarbonat–Natriumi (HCO_3^- - Na).

Tabela 8-1: Koeficientet gjenetik të klasifikimit sipas (Sulin V. A., 1946)

Koeficienti gjenetik	Koeficienti gjenetik	Tipi i ujërave
$\frac{r\text{Na}^+}{r\text{Cl}^-} > 1$	$\frac{r\text{Na}^+ - r\text{Cl}^-}{r\text{SO}_4^{-2}} < 1$	Sulfat - Natriumi

	$\frac{rNa^{+} - rCl^{-}}{rSO_4^{-2}} > 1$	Bikarbonat - Natriumi
$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}} < 1$	$\frac{rCl^{-} - rNa^{+}}{rMg^{+2}} < 1$	Klorur - Kalciumi
	$\frac{rCl^{-} - rNa^{+}}{rMg^{+2}} > 1$	Klorur - Magnezi

8.6.1 Tipet e ujërave në formacionet naftëgasmbajtëse të Patos-Marinzës

Në vendburimin e Patos–Marinzës formacionet kryesore naftëgasmbajtëse janë formacioni Bubullima, Marinza dhe Driza. Analizat e përbërjes kimike të ujërave bashkëshoqëruese të naftë tregojnë që kemi tipe të ndryshme uji në këto formacione. Përberja hidrokimike e ujërave në përgjithësi kushtëzohet nga faktorë specifikë hidrokimike të basenit të sedimentimit, bashkëveprimit naftë-ujë e ujë-shkëmb si dhe komunikimi i basenit të sotëm me sipërfaqen. Në varësi të këtyre faktorëve hidrogeologjik këto formacione përbëjnë sisteme të veçanta hidrodinamike. Faktorët gjeologjik dhe hidrogeologjik janë përcaktues në përbërjen kimike të ujërave të formacioneve naftëmbajtëse dhe kanë vepruar për një kohë të gjatë gjeologjike.

Në ndryshimet që ka pësuar përbërja kimike e ujërave në formacionet naftëmbajtëse të vendburimit të naftës së Patos–Marinzës nuk mund të mos përmëndim shfrytëzimin e vendburimit për me shumë së 90 vjet. Këto ndryshime kanë ardhur si pasojë e përdorimit të metodave dytësore (injektimit të ujit dhe polimereve).

8.6.1.1 Tipi i ujit në Formacioni Bubullima

Formacioni Bubulima është formacioni më i vjetër dhe më i thellë naftëmbajtës i zbuluar në vendburimin e Patos–Marinzës (Foto. Gj., 1995). Ky formacion ka kontakt të drejtpërdrejtë me gëlqerorët e eroduar të strukturës antiklinale të Patos–Verbasit (Figura 5-11). Si jepet dhe në tabelën 8-2 dhe figurën 8-9 ujërat në gëlqerorët e strukturës antiklinale të Patos–Verbasit karakterizohen nga mineralizim i përgjithshëm lartë dhe përhapje më të madhe gjejnë ujërat e tipeve Klorur–Kalciumi (Cl–Ca) dhe Klorur–Magnezi (Cl–Mg).

Tabela 8-2: Tipi i ujërave për depozitimet gëlqerorë sipas (Sulin V. A., 1946)

Nr. i Pusit	Intervali i marrjes së provës	Mp (gr/l)	Elementët kimik						Tipi i ujit
			Na ⁺ +K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	
			mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	
Kol-14	3339-3302	43.5	15205	1120	268	25027	576	1366	Cl-Ca
Kol-9	3230-3450	72.6	25548	1720	360	41180	864	2976	Cl-Ca
Kol-2		64.6	22719	1480	683	39405	278	122	Cl-Ca
Kol-13	2880-3104	58.1	20497	1216	231	31950	547	3635	Cl-Mg
Bu-24	2635-2548	36.6	12346	1216	445	22365	96	146	Cl-Ca
Bu-22	2720-2539	61.1	20943	1680	768	37452	96	97	Cl-Ca
677	2800-2562	43.1	12282	1700	1542	25205	875	1525	Cl-Ca
676	2495-2551	41.7	12947	1423	97	25915	417	915	Cl-Mg
603	2490-2450	85.2	29831	1603	867	49700	660	2623	Cl-Ca
Bu-11	2362-2478	29.2	10584	648	148.8	15507	115	2245	Cl-Ca
Bu-12	2330	34.9	12608	352	192	18992	288	2488	HCO ₃ -Na
690	2303-2234	71.4	25851	972	767	43310	132	378	Cl-Ca
Marinzë -1334	1903-1927	42.5	13404	2520	168	24495		2000	Cl-Ca
Marinzë - 547	1908-1939	50.6	17499.9	759	753	28755	31.6	2818	Cl-Mg
Verbas -3	2770-2300	66.2	23986	1065	332	38293	378	2171	Cl-Ca

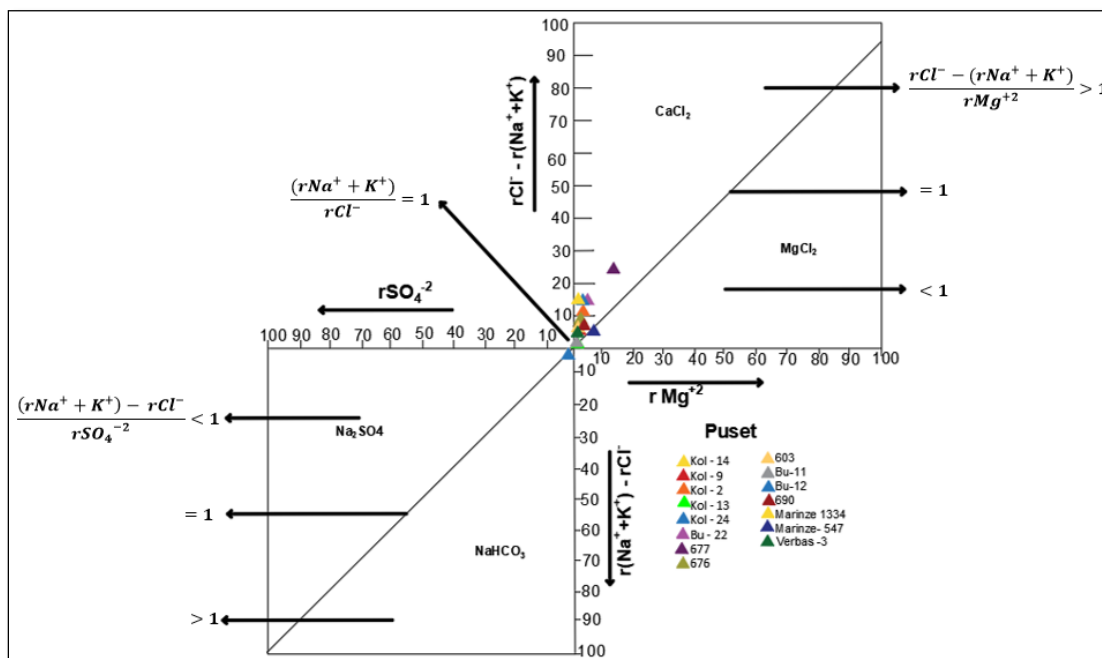


Figura 8-8: Diagrama kuadrate dyfishë për gëlqerorët e strukturës së Patos-Verbasit (Ndreko Dh., 2021)

Formacioni Bubullima duke qënë se është në kontakt të drejtpërdrejt me gëlqerorët e strukturës së Patos–Verbasit karakterizohet nga mineralizim i përgjithëshëm i lartë. Në këtë formacion takohen tipe të ndryshëm të ujërave nëntokësore si duket dhe në tabelën 8-3. Tipi ujit Bikarbonat–Natriumi ($\text{HCO}_3\text{-Na}$) në formacionin Bubullima nuk mund të vij si rezultat i ujëkëmbimit aktiv me sipërfaqen duke marrë parasysh vetë pozicionin strukturor të këtij formacioni. Ky tip uji mund të vij si rezultat i proceseve të reduktimit të sulfatëve (Dakolli H., 1985).

Tabela 8-3: Tipi i ujërave për formacionin Bubullima sipas (Sulin V. A., 1946)

Nr. i Pusit	Intervali i marrjes së provës	Nënshtresa	Min gr/l	Tipi i ujit
Bu-34	2313-2312	9	52.8	Cl- Ca
Bu-39	2292.5-2278	8,9,10	45.3	Cl-Mg
Bu-644	2268-2264	9	27.4	Cl-Mg
Bu-10	2300.5-2305.5	9	30.4	$\text{HCO}_3\text{-Na}$
Bu-46	2274-2270	9	41.9	Cl-Mg
Bu-41	2273.8-2270	9	48.86	Cl-Mg
Bu-50	2312-2305	9	31	$\text{HCO}_3\text{-Na}$
Bu-35	2282.8-2280.2	9	51.7	$\text{SO}_4\text{-Na}$
Bu-644	2267.5-2264	9	42	$\text{HCO}_3\text{-Na}$
Bu-10	2300-2299	9	32.9	$\text{HCO}_3\text{-Na}$
Bu-12	2324.2-2309.2	9,10	33.67	$\text{HCO}_3\text{-Na}$
Bu-17	2284.8-2297.2	9,10	40.8	$\text{HCO}_3\text{-Na}$
Bu-16	2304.1-2292.2	9,10	34.7	$\text{HCO}_3\text{-Na}$
Bu-12	2324.2-2309.2	9,10	32.1	$\text{HCO}_3\text{-Na}$
Bu-47	2315.9-2275.8	8,9	35.32	Cl-Mg
Kolonja 20	2712.7-2713.7	11	22.2	$\text{HCO}_3\text{-Na}$
Kolonja 5	2605-2608	11	31.27	$\text{HCO}_3\text{-Na}$
Bu-26	2668.5-2663	12	45.2	Cl-Ca
Kolonja 2	2663-2668.9	12	64.62	Cl-Ca
Kolonja 17	2604.6-2601	12	33.2	Cl-Ca
Bu 691	2674.2- 2678.4	12	16	$\text{HCO}_3\text{-Na}$
Kolonja 20	2728.7-2732.7	13	22.34	$\text{HCO}_3\text{-Na}$
Kolonja 3	2987.7-2999.8	13	21.6	$\text{HCO}_3\text{-Na}$
Kolonja 15	2673-2684 dhe 2685-2688.2	12,13,14	20.1	$\text{HCO}_3\text{-Na}$

Bu-673	2484-2377	9,8	27.9	HCO ₃ -Na
Bu-678	2755-2753	12	20.6	HCO ₃ -Na
Bu-679	2727-2733	9	22.1	HCO ₃ -Na
Bu-681	2966-2963	16	27.1	Cl-Mg
Bu-683	2297-2291	8,9	37.9	Cl-Mg
Bu-588	2157-2153	4	40.12	Cl-Mg
Bu-596	2091-2094	3	37.82	Cl-Mg
Bu-598	2063-2056	6,7	35.8	Cl-Mg
Bu-643	2184-2181	7	36.17	Cl-Mg
Bu-599	2048-2044	1	35.8	Cl-Mg

Nëse do të ndërtojmë grafikun e varësisë të mineralizimit të përgjithshëm për formacionin Bubullima atëherë do të kemi varësi lineare $y = -0.0011x + 38.421$ me koeficient korrelacioni $R = 0.0547$ dhe $R^2 = 0.0003$, që tregon se me rritjen e thellësisë rritet mineralizimi i përgjithshëm.

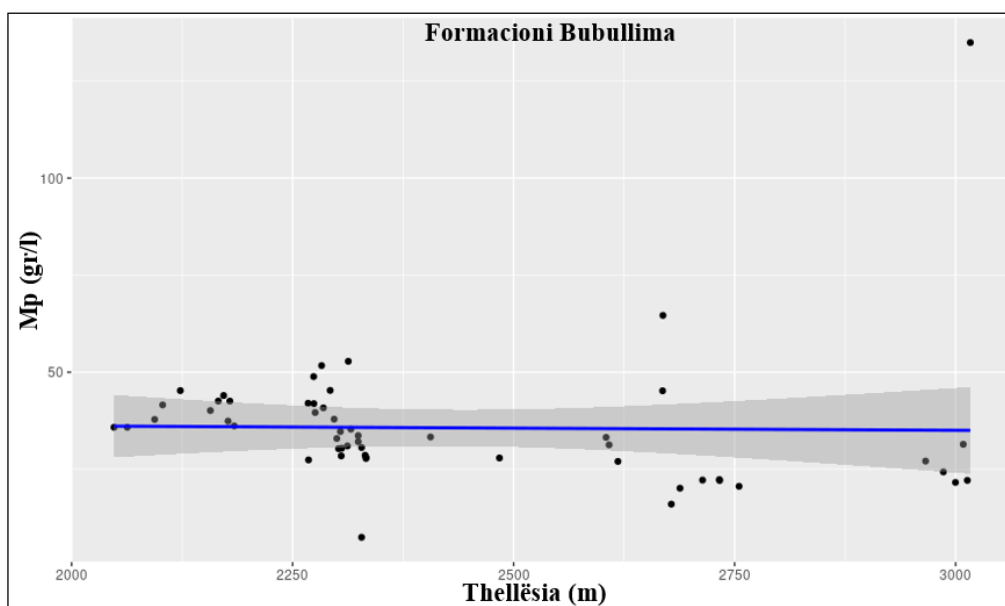


Figura 8-9: Varësia midis Mp dhe thellësisë për formacionin Bubullima

8.6.1.2 Tipi i ujit në formacionin Marinza

Formacioni naftëgasmbajtës Marinza ka përhapje të madhe në vendburimin e Patos–Marinzës dhe është një ndër formacionet kryesore të naftës. Formacioni Marinza ndahet në dy objekte kryesore shfrytëzimi në “Objektin Marinza Nr.1” me një sipërfaqe 8.7km² dhe

“Objektin Marinza Nr.2” me sipërfaqe 4.5km² (Doracaj M., Moçi A., Vongli T, 1995) që është dhe objekti me i thellë i këtij formacioni. Këto objekte ndahen në disa nënshtresa (Tabela 8-2).

Tabela 8-4: Objektet e shfrytëzimit formacionit Marinza

Formacioni	Nënshtresat
Marinza Objekti Nr.1	M'
	M ₀
	M ₁
	M ₂
Marinza Objekti Nr.2	M ₃
	M ₄
	M ₅

Analizat kimikë tregojnë që objektet e shfrytëzimit Marinza Nr.1 dhe Marinza Nr.2 kanë karakteristika të ndryshme hidrokimike. Objekti Marinza Nr.1 karakterizohet nga ujëra me mineralizim të përgjithshëm të ulët nga 10–30 gr/l dhe tipi i ujërave më i përhapur është Bikarbonat–Natriumi (Tabela 8-5) dhe (Figura 8-11).

Tabela 8-5: Tipi i ujërave për Objektin Marinza Nr.1 sipas (Sulin V. A., 1946)

Nr. i pusit	Mp gr/l	Elementët kimik						Tipi i ujit
		Na ⁺ +K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ³⁻	
		mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	
Marinzë-522	10.9	3463.8	48	52.8	3088	172.8	4074.8	HCO ₃ -Na
Marinzë-995	12.1	4264	24	33.6	5145	57.6	2635	HCO ₃ -Na
Marinzë-1515	12.8	4296	100	84	5147	144	3098	HCO ₃ -Na
Marinzë-522	11.3	3606	48	48.8	3195	19.2	4440	HCO ₃ -Na
Marinzë-929	43.8	14603	1200	816	26625	576	24.4	Cl-Ca
Marinzë-2	19.1	6449	280	96	8520	96	3660	HCO ₃ -Na
Marinzë-1521	19.2	7055	160	121	10650	96	1122	HCO ₃ -Na
Marinzë-1501	21.0	7686	200	121	11882	96	1049	Cl-Mg
Sheqisht-1834	23.7	8201.8	480	192	12957	192	1683	Cl-Mg
Marinzë-933	30.8	10529	624	412.8	17572	96	1610	Cl-Ca
Marinzë-667	10.1	3578.8	56	82.96	4970	38.4	1439	HCO ₃ -Na

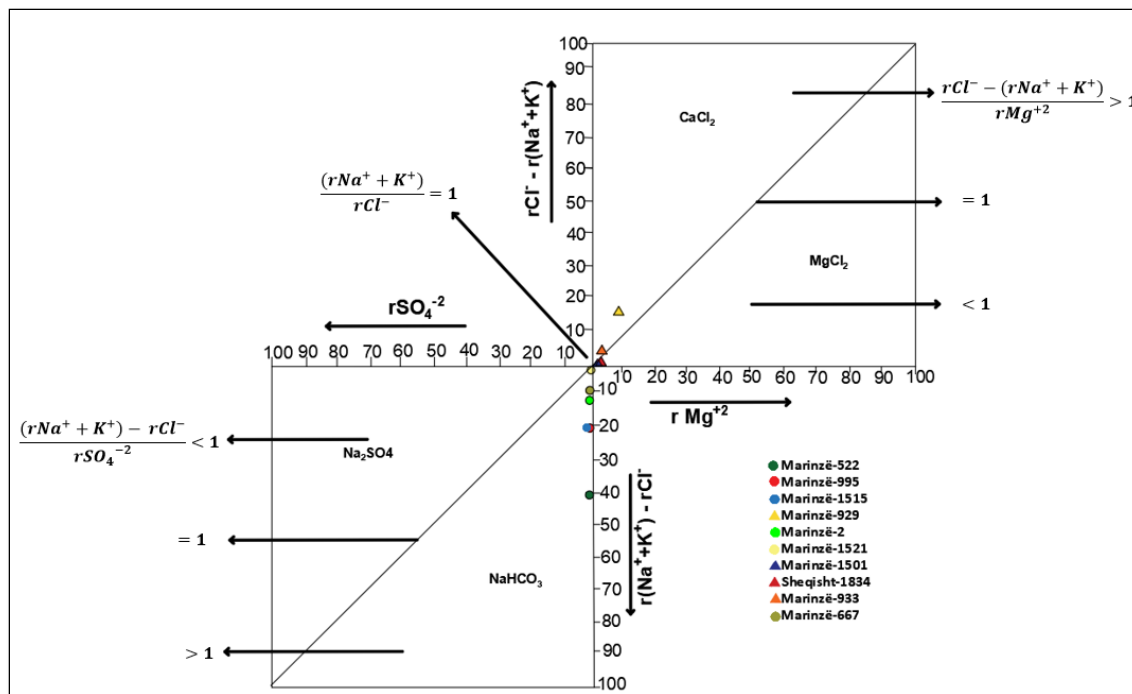


Figura 8-10: Diagrama kuadrate dyfishe për Objektiv Marinza Nr. 1 (Ndreko Dh., 2021)

Objekti Marinza Nr.2 karakterizohet nga ujëra të shëllirta me mineralizim të përgjithshëm të lartë 35-50 gr/l, që janë të tipit gjenetik Klorur–Kalciumi (Cl–Ca) dhe Klorur–Magnezi (Cl–Mg) (Tabela 8-6). Gjithashtu si duket edhe në tabelën 8-6 në objektin Marinza Nr.2 gjenden ujëra me mineralizim më të ulët.

Këto tipe ujërash lidhen më proceset primare të metamorfizmit në mjedisë sedimentimi të caktuara (Dakolli H., 1985). Në formacionin Marinza, në disa rajone mineralizimi i përgjithshëm ulët duke kaluar nga shtresat më të reja për në shtresat më të vjetra. Fenomeni i inversionit hidrokimik i vërejtur në formacionin Marinza mund të lidhet me proceset sekondare të ndodhura gjatë migrimit të naftës.

Ujërat e formacionit Marinza i marrin këto karakteristika në varësi të ndërtimit gjeologjik, mjedisëve të sedimentimit dhe ndryshimeve litologjike që pëson formacioni në drejtim të verilindjes, po në të njëjtin drejtim ndryshon edhe përbërja kimike e ujit.

Ujërat e tipit Klorur–Kalciumi (Cl–Ca) dhe Klorur–Magnezi (Cl–Mg) janë karakteristikë për basenet e thellë ku zhvillohen shumë proceset e shkëmbimit të kationeve (Collins .AG., 1975). Përbërja kimike e ujërave në objektin Marinza Nr.2 tregon për mungesën e komunikimit si me objektin Marinza Nr.1 në tërësi, ashtu edhe me sipërfaqen.

Tabela 8-6: Tipi i ujërave Objektin Marinza Nr.2 sipas (Sulin V. A., 1946)

Nr. i Pusit	Mp gr/l	Elementët kimik						Tipi i ujit
		Na ⁺ +K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	
		mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	
Marinzë-2554	52.2	18400	560	792	30672	192	1586	Cl-Mg
Marinze -2555	51.2	18400	480	672	30672	-	976	Cl-Mg
Marinze -964	52.2	18703	760	552	31353.6	-	854	Cl-Ca
Marinzë-943	29.0	10083	186	414.8	15265	273.6	2806	HCO3-Na
Marinzë-917	0.64	64.4	24	62.4	71	76.8	341.6	SO4 -Na
Marinzë-930	40.9047	14710	307	410	22720	73.7	2684	Cl-Mg
Marinzë-939	46.762	16888	1560	129	25867	-	2318	Cl-Mg
Marinzë-936	29.5294	10750	56.4	308	15975	-	2440	HCO3-Na
Marinzë-977	45.517	15851	440	900	27157	96	1073	Cl-Mg
Marinzë-1549	22.6588	7286	480	456	12070	-	2366.8	Cl-Mg
Marinzë-909	0.6234	78.2	48	34	78	19.2	366	HCO ₃ -Na
Marinzë-943	34.798	11679	1464	439	18637	115	2464	Cl-Mg
Marinzë-684	16.621	5568	291	140	7987	-	2635	HCO3-Na
Marinzë-913	45.205	15984	998	270	26270	-	1683	Cl-Ca
Marinzë-935	45.383	16069	1113	199	26270	-	1732	Cl-Mg
Marinzë-860	49.325	16797	1260	751	28400	92	2025	Cl-Mg
Marinzë-693	35.8777	12588	322	438	19528	73.7	2928	Cl-Mg
Marinzë-941	49.7279	17621	338.4	811.5	28932	-	2025	Cl-Mg
Marinzë-910b	47.202	16948	225	687	27512	-	1830	Cl-Mg
Marinzë-954	0.77544	62.56	98.8	37.08	85.2	52.8	439	SO ₄ -Na
Marinzë-913	39.343	13738	478	496	21832	237	2562	Cl-Mg
Marinzë-909	1.0082	92	32	91.2	71	211.2	510.8	SO4 -Na
Marinzë-965	46.7291	16224	592	642.9	26447	115.2	2708	Cl-Mg

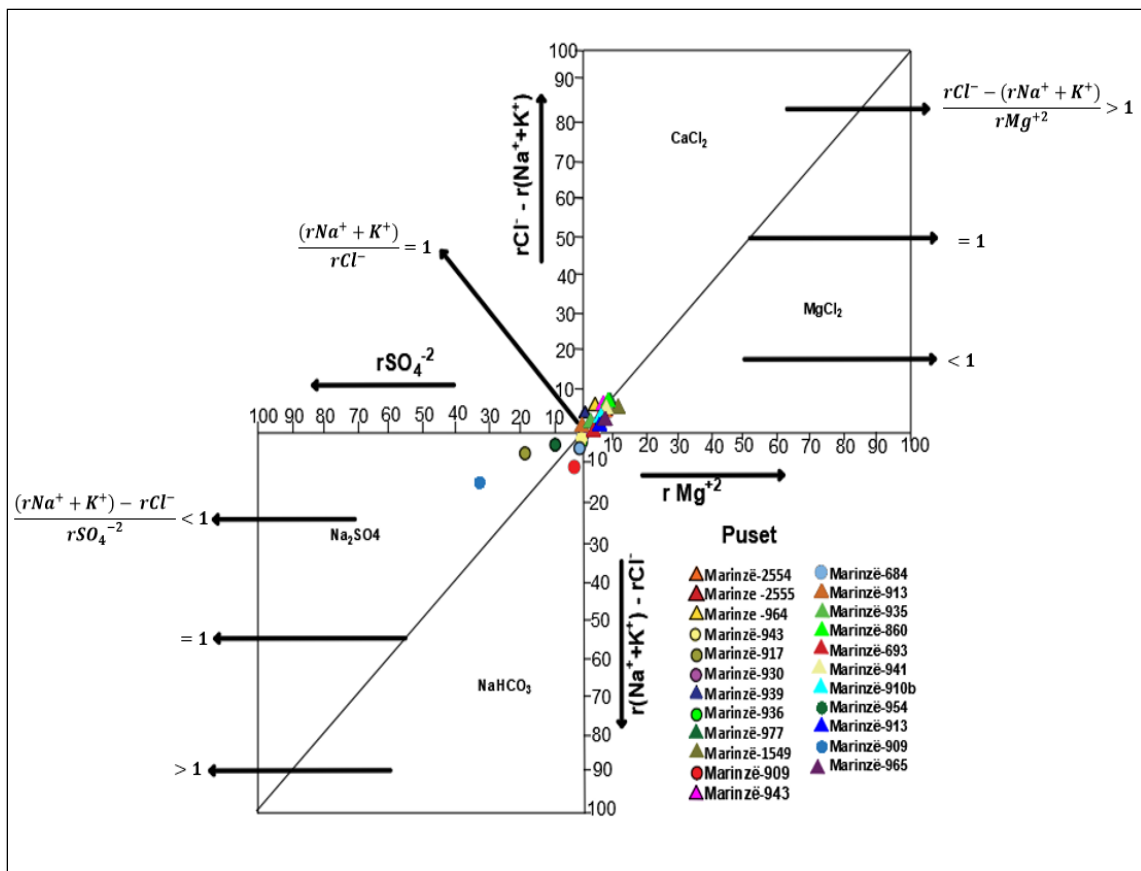


Figura 8-11: Diagrama kuadrate dyfishe Objekti Marinza Nr. 2 (Ndreko Dh., 2021)

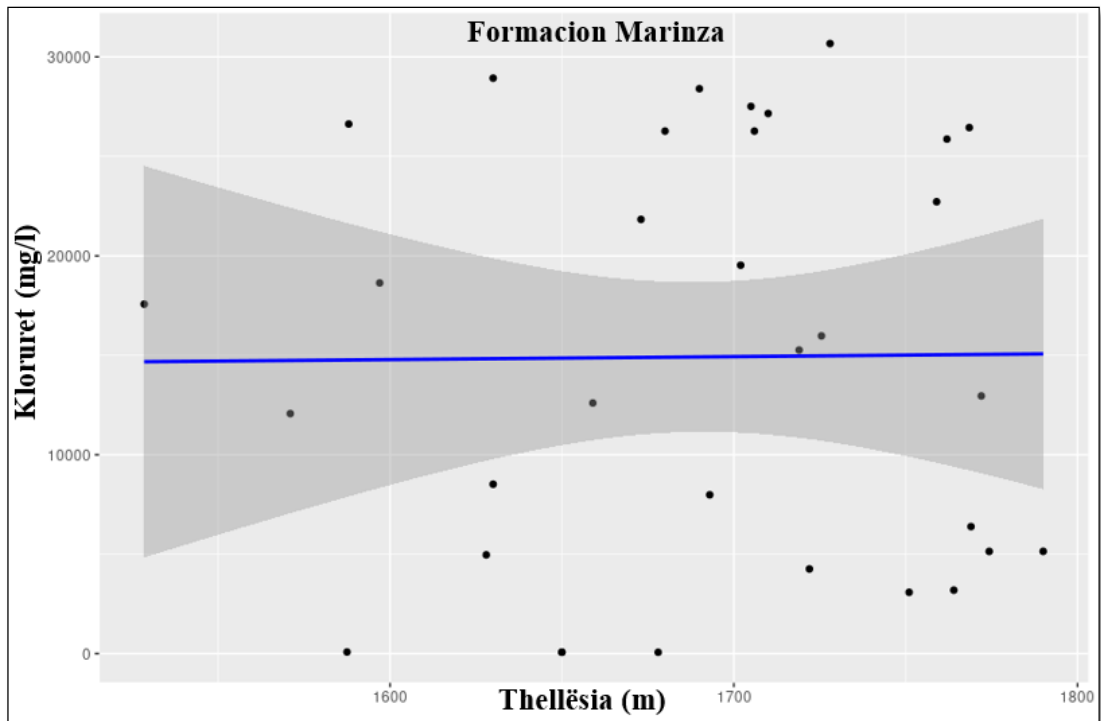


Figura 8-12: Varësia midis Klorureve dhe thellësisë për formacionin Marinza

Nëse ndërtojmë grafikun (Figura 8-13) e varësisë së klorurëve nga thellësia do të vërejmë që kemi varësi lineare të klorureve nga thellësia me ekuacion $y = 1.4915x + 12398.274$ dhe koeficient korrelacioni $R = 0.00968$ dhe $R^2 = 0.94 \cdot 10^{-4}$, që tregon se me rritjen e thellësisë përmbajtja e klorureve rritet për formacioni Marinza.

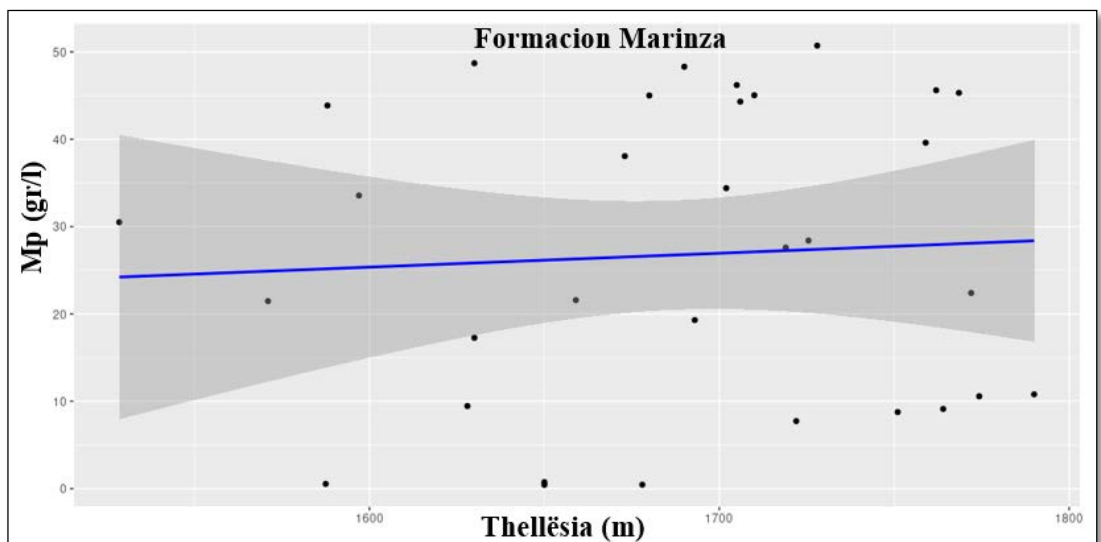


Figura 8-13: Varësia midis Mp dhe thellësisë për formacionin Marinza

Nëse ndërtojmë grafikun (Figura 8-14) e varësisë së mineralizimit të përgjithshëm nga thellësia do të vërejmë që kemi varësi lineare të e klorureve nga thellësia me ekuacion $y = 0.0159x - 0.0605$ dhe koeficient korrelacioni $R = 0.062$ dhe $R^2 = 0.0039$, që tregon se me rritjen e thellësisë përmbajtja e mineralizimit të përgjithshëm rritet për formacionin Marinza.

Në vendburimin e Patos–Marinzës për shfrytëzimin e naftës janë përdorur metoda e injektimit të ujit dhe vitet e fundit po përdoret dhe injektimi i polimerit për të cilin përdoren ujëra me mineralizim të përgjithshëm të ulët. Si rezultat i kësaj janë krijuar marrëdhënie të reja midis ujërave të shtresave dhe ujërave të injektuar.

Këto ndryshime janë të dukshme në uljen e vlerave të mineralizimit të përgjithshëm. Nëse do të analizojmë vlerat e klorureve për formacionin Marinza në kohë të ndryshme gjatë shfrytëzimit do të shikojmë që vlerat e tyre kanë ardhur duke u ulur si duket edhe në Tabelën 8-7.

Tabela 8-7: Ndryshimet e klorureve në kohë për formacionin Marinza

Nr. i Pusit	Viti	Kloruret (mg/l)
860	1974	28400
	2013	17547
913	1977	21832
	2013	20915
	2015	14357
935	1974	26270
	2012	29110
	2020	9748
936	1974	15974
	2013	19497
	2019	9020
965	1979	26447
	2007	7100
	2020	4697
979	1984	27157
	2013	18965
	2016	17512

Për objektin e shfrytëzimit Marinza Nr.1 në zonën rreth puseve 5463, 5594, 5627, 5758, 5851, 860-M, 913-M, 935-M, 936-M, 965-M dhe 977-M janë ndërtuar harta e klorureve në periudha të ndryshme.

Në Figura 8-15 jepen vlerat e klorureve në këtë zonë për periudhën e matjeve nga 2013-2015, ndërsa në figura 8-16 jepet harta e klorureve për periudhën 2017-2020. Nga krahasimi që i është bërë hartave vihet re që kemi ndryshime të vlerave të klorureve për të njëjtët puse.

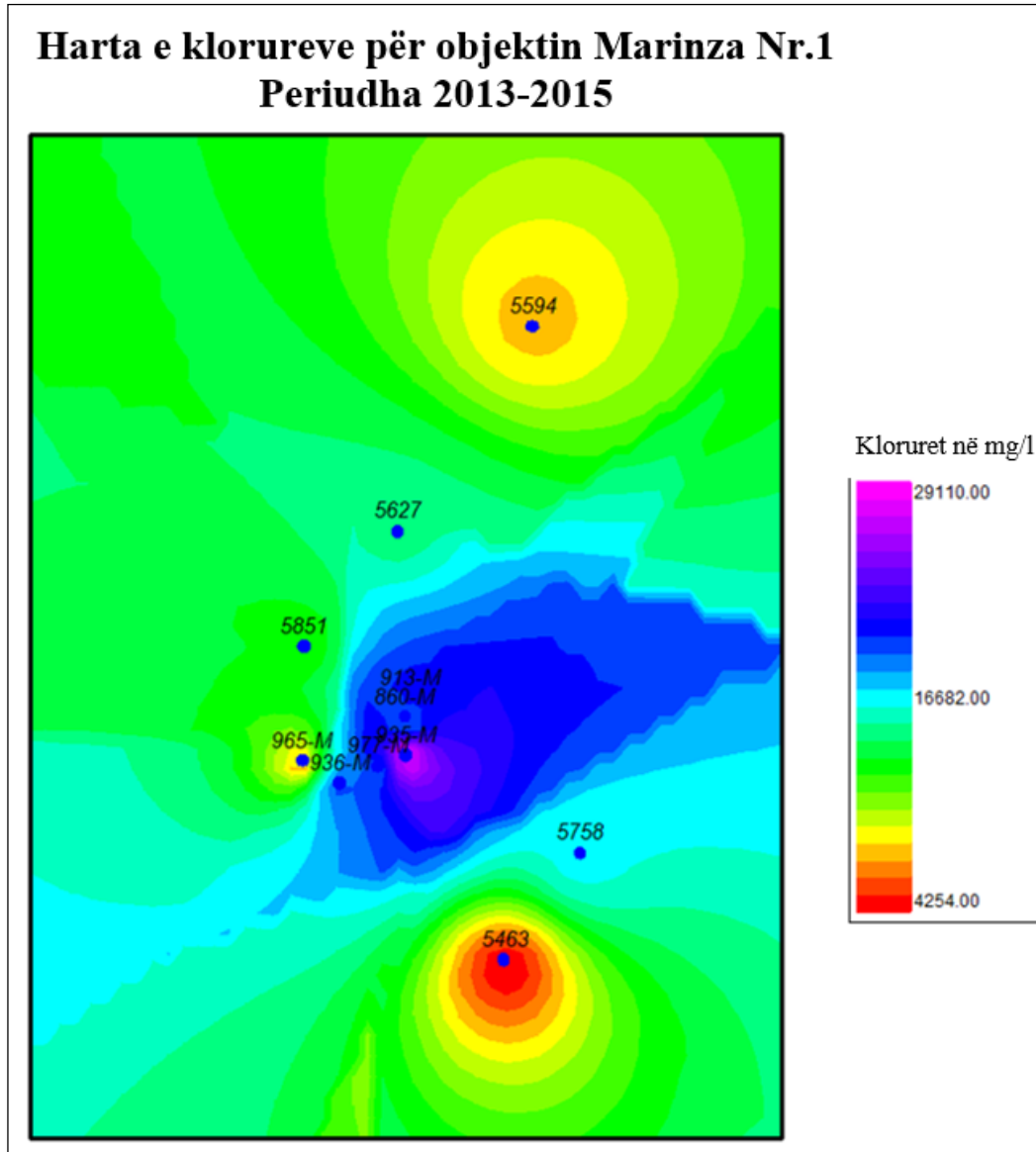


Figura 8-14: Harta e klorureve për Objektin Marinza Nr.1 (2013-2015) (Ndreko Dh., 2021)

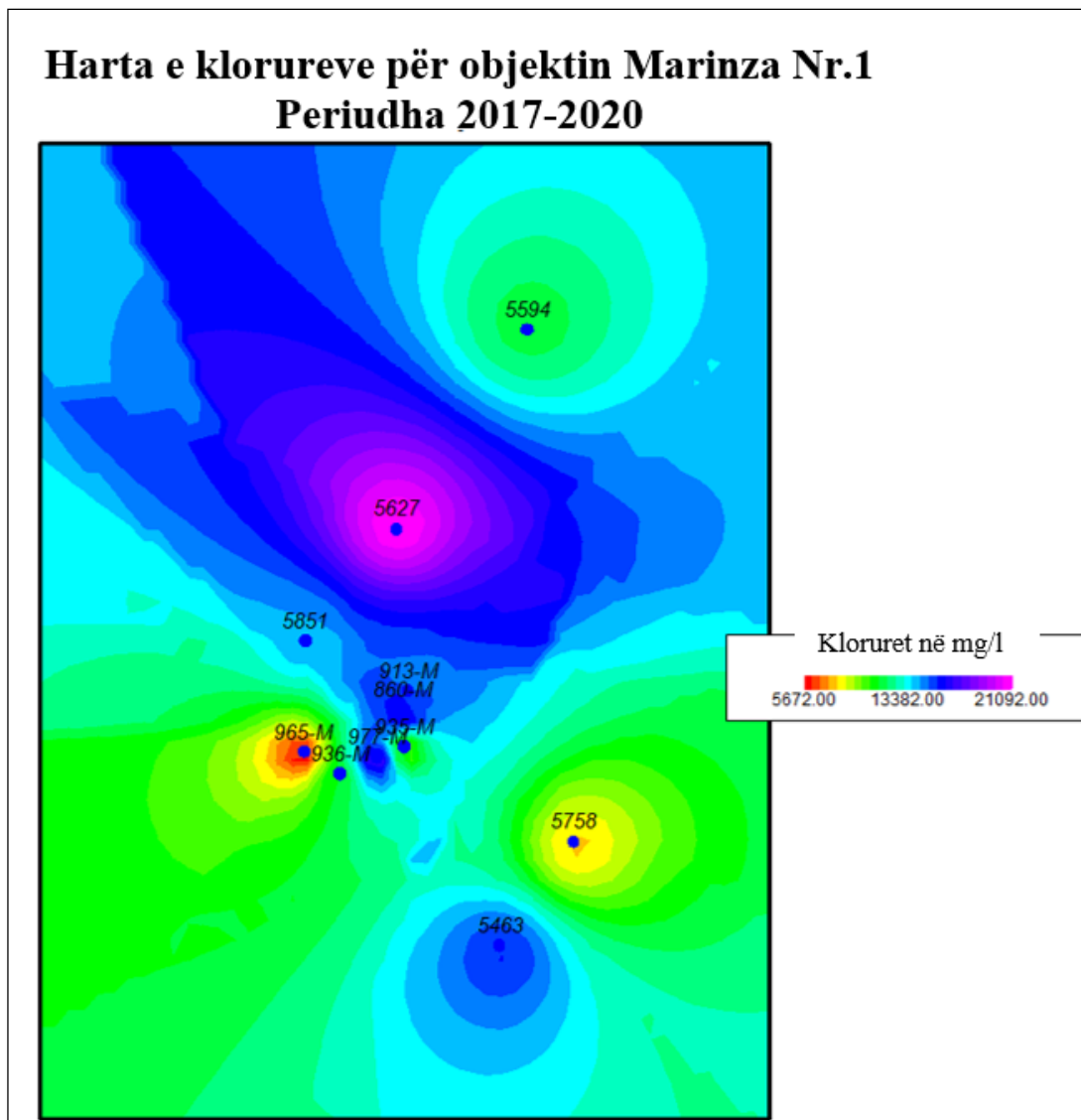


Figura 8-15: Harta e klorureve për Objektin Marinza Nr.1 (2017-2020) (Ndreko Dh., 2021)

I njëjti vërtetim është bërë dhe për Objektin e shfrytëzimit Marinza Nr.2 në zonën rreth puseve 2579-M, 2615-M, 3004-M, 3073-M, 3096-M, 6000, 932-M, 960-M dhe 976-M janë ndërtuar hartat e klorureve në dy periudha të ndryshme. Në figurën 8-17 jepen vlerat e klorureve në këtë zonë për periudhën e matjeve nga 2007-2014, ndërsa në figurë 8-18 jepet harta e klorureve për periudhën 2015-2021. Nga krahasimi që i është bërë hartave vihet re që kemi ndryshime të vlerave të klorureve për të njëjtet puse.

Harta e klorureve për objektin Marinza Nr. 2 Periudha 2007-2014

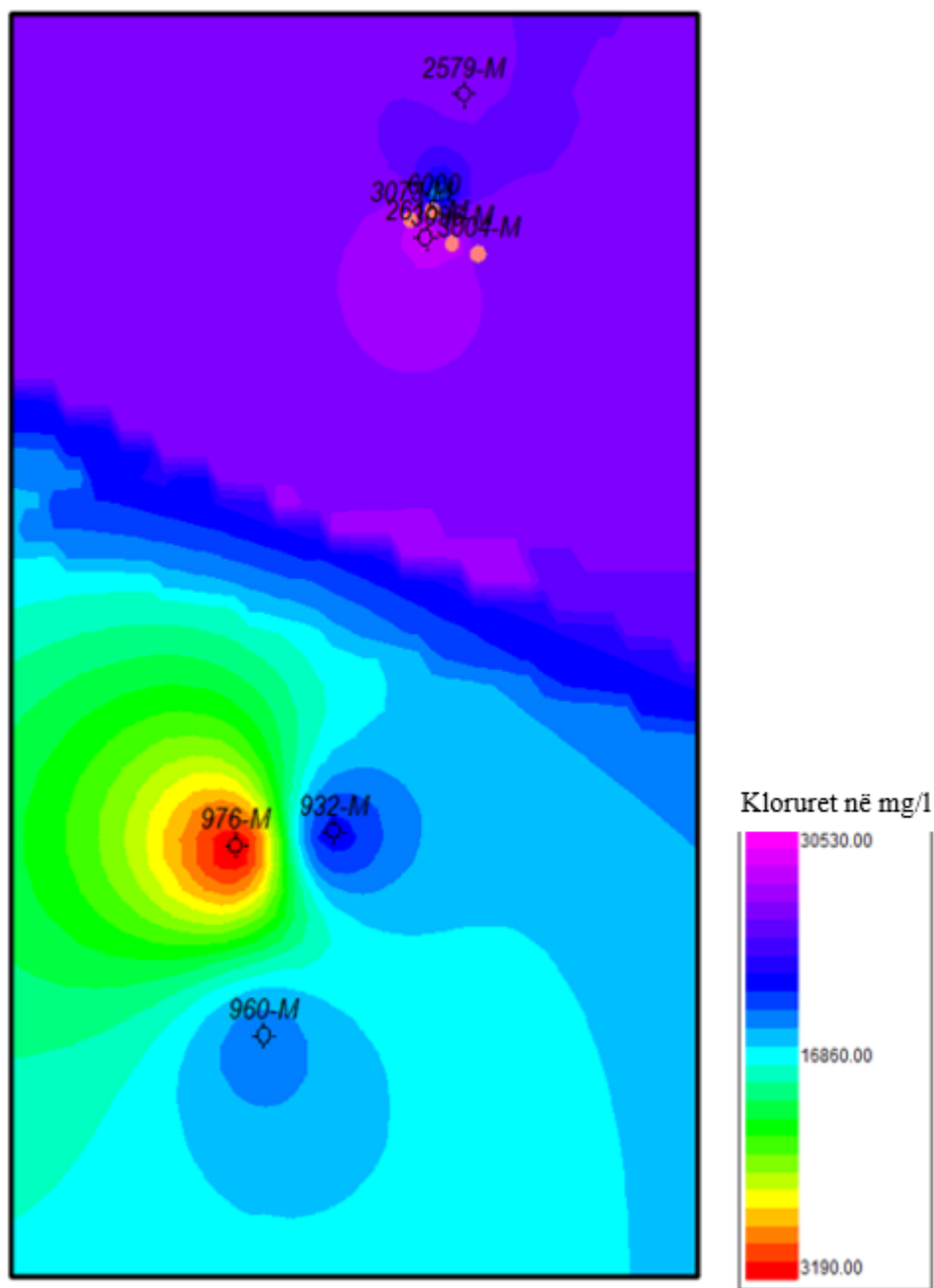


Figura 8-16: Harta e klorureve për Objektin Marinza Nr.2 (2007-2014) (Ndreko Dh., 2021)

Harta e klorureve për objektin Marinza Nr.2 Periudha 2015-2021

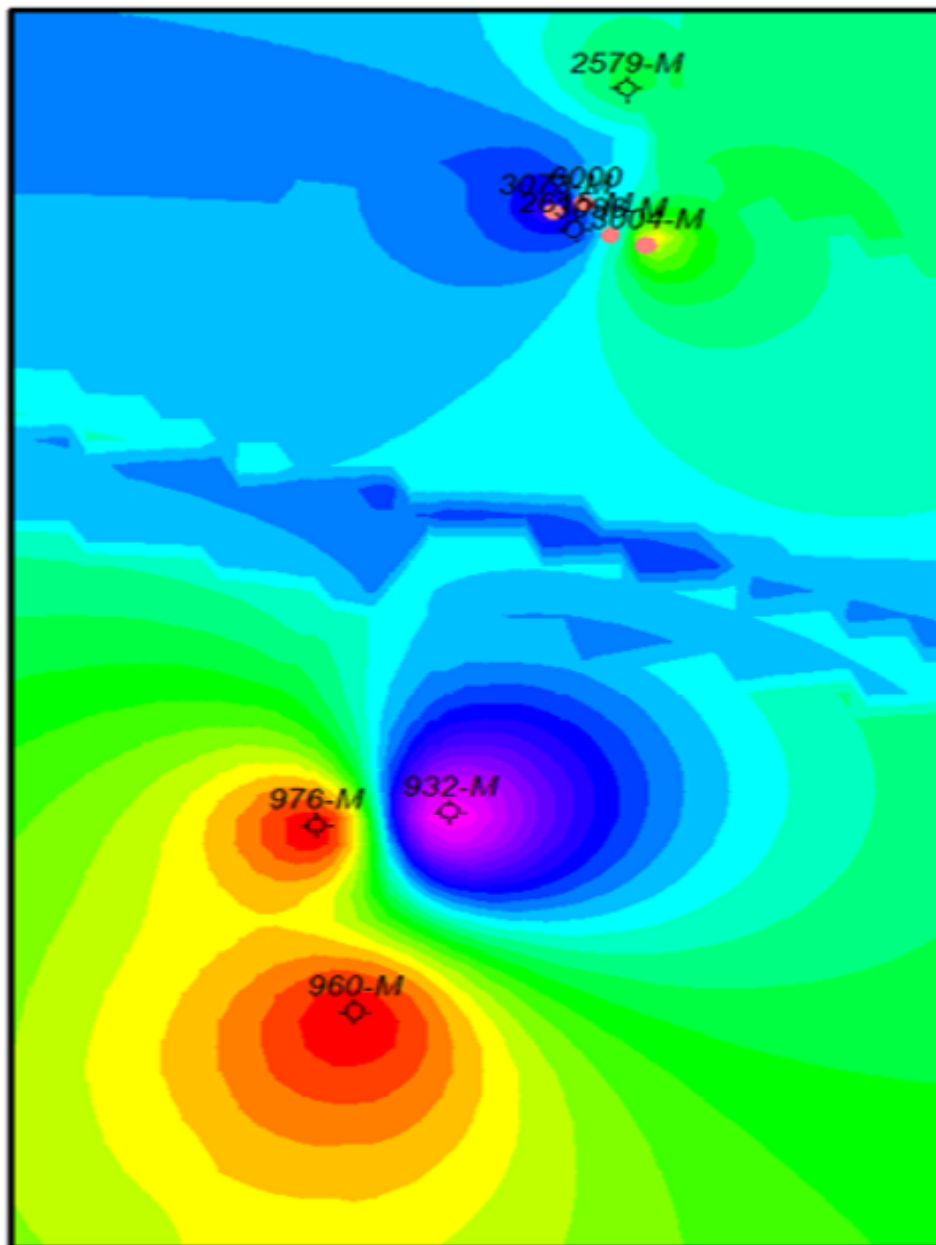


Figura 8-17: Harta e klorureve për Objektin Marinza Nr.2 (2015-2021) (Ndreko Dh., 2021)

Ajo çka vërehet nga vlerësimi i ndryshimeve të klorureve për të dy objektet e shfrytëzimit të formacionit Marinza, është së ndikimin më të madh në këto ndryshime e luan uji i injektuar në shtresën e naftës (me mineralizim të përgjithshëm të ulët kryesisht ujëra të tipit Bikarbonat–Natriumi ($\text{HCO}_3\text{--Na}$)).

Por kjo nuk është arsya e vetme, nga analizimi i të dhënave shikojmë që në zona ku kloruret kanë qene më vlera të ulta, me kohën kloruret janë rritur, që do të kishte ndodhur e kundërta nëse do të ishin nën ndikimin e ujit të injektuar në shtresë me klorure të ulta.

Këto ndryshime mendoj se vijnë si rezultat i ardhjes së ujit nga thellësia duke patur parasysh që formacioni Marinza ka veti të mira kolektorale dhe si rrjedhim dhe levizje të shpejt të fluideve. Gjithashtu edhe kontakti naftë–ujë lëviz drejt sipërfaqes.

Por nuk mund të përjashtojmë mundësinë edhe të ardhjes së ujit nga thellësia me klorure të larta si rezultat i çarjeve në kolonat teknike të puseve, duke marrë parasysh dhe numrin e madh të puseve të shpuar në vendburimin e Patos–Marinzës.

8.6.2 Karakteristikat hidrokimike të formacionit Driza

Formacioni Driza vendoset mbi objektin Marinza Nr.1 dhe ka një përhapje të madhe në vendburimin e Patos–Marinzës me një sipërfaqe prej gati 56 km^2 (Doracaj M., Moçi A., Vongli T, 1995). Formacioni Driza ndahet në disa nënshtresa si në tabelën 8-8.

Tabela 8-8: Nënshtratat formacioni Driza

Formacioni	Nënshtratat	
Driza	D ₁	
	D ₂	D ₂ ⁰
		D ₂
	D ₃	
	D ₄	
	D ₅	

Analizat kimike të kryera në intervale të ndryshme thellësie për formacionin Driza tabela 8-9 tregojnë që këmi ujëra me mineralizimit të përgjithshëm të ndryshëm. Dallohen ujërat e ëmbël me mineralizim të përgjithshëm më të vogël se 1 gr/l , ujëra pak të kripur me mineralizim të përgjithshëm $1\text{--}2 \text{ gr/l}$ dhe ujëra të kripur më $\text{Mp}=3.1\text{--}10 \text{ gr/l}$.

Sipas studimeve (Shtrepi P ., 1971) (Shtrepi P ., 1980), në pjesën veriore të zonës së Zharrzës formacioni Driza (nënshtratat D₄ e D₅) janë dokumentuar ujëra të kripur me mineralizim të përgjithshëm të lartë deri në të shëllirta $30\text{--}55.7 \text{ gr/l}$.

Kjo lidhet me ndryshimet litologo–faciale që pëson formacioni Driza në këtë zonë gjithashtu duke konsideruar se në shtresat janë sisteme hidrokinamike të veçanta.

Këto sjellin që në këtë zonë të ruhen ujëra me origjinë primare nga sedimentimi (nënshtresat D₄ e D₅). Ndërsa në përhapjen e këtyre nënshtresave në zona të tjera të vendburimit të takohen edhe ujëra të infiltracionit. Në formacionin Driza takohen kryesisht ujëra të tipit Bikarbonat–Natriumi (HCO₃–Na) me mineralizim të përgjithshëm të ulët, por në zona të caktuara takohen edhe ujëra me mineralizim të përgjithshëm të lartë të tipit Klorur–Kalciumi (Cl–Ca) dhe Klorur–Magnezi (Cl–Mg) (Tabelën 8-9 dhe Figurën 8-16 (Sulin V. A., 1946)).

Tabela 8-9: Tipi i ujërave në formacionin Driza sipas (Sulin V. A., 1946)

Nr. Pusit	Intervali i marrjes së provës	Mp gr/l	Elementët kimik						Tipi i ujit
			Na ⁺ +K ⁺ mg/l	Ca ⁺² mg/l	Mg ⁺² mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻² mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	
Bu-36	1904-1896	2.91	1527	8	4.88	1349	19.2	1561	HCO ₃ -Na
Marinzë - 547	1641-1650	34.11	18509	1184	576	32305		122	Cl-Mg
Belinë -1517	1778-1740	6.71	3486	72	38.4	4260	38.4	2293	HCO ₃ -Na
Marinzë-735	1520-1419	38.1	20805	1184	643.2	36032	19.2	122	Cl-Ca
Marinzë-662	1245-1150	14.6	7907.4	268	319.6	12957	19.2	1098	Cl-Ca
Marinzë-838	1540-1450.5	3.1	105.8		172.8	1775	288	488	Cl-Mg
Marinzë-1326	1642-1565	3.8	1472	8	163	1775	384	1122	HCO ₃ -Na
Marinzë-1336	1615-1510	5.1	2888.8	24	48	3195	57.6	1732	HCO ₃ -Na
Marinzë-610	1449-1427	17.6	9480.6	96	297.6	13667.5	172.8	3245	HCO ₃ -Na
Driza-1207	821-811.5	6.1	2718.6	16	24.4	77.1		5972	HCO ₃ -Na
Marinzë-1035	1039-1016	3.1	1081	16	43.2	92.3		2976.8	HCO ₃ -Na
Marinzë-898	1646.5-1622	18.3	11160	16	19.3	16330	76.8	1854	HCO ₃ -Na
Marinzë-919	1587-1529	3.3	1370	32	28.8	980		2318	HCO ₃ -Na
Marinzë-606	1606-1563	6.5	2451.6	80	33.6	821	96	5392	HCO ₃ -Na
Marinzë-286	967.2-938.3	6.6	2824	64	76.8	2272	57.6	4099	HCO ₃ -Na
Marinzë-513	1148-1169	32.1	13226	2082	828	26626	143	2318	Cl-Ca
Marinzë-439	1123-1134	36.1	11619	2135	898	30743	23	2196	Cl-Ca
Marinzë-848	1048-1056	32.2	13866	2268	936	26860		2172	Cl-Ca
Marinzë-511	1103-1092	37.3	18524	1755	330	29252	130	5734	Cl-Mg
Marinzë-361	1008-1014	1.9	370.2	120.2	86	45		1708	HCO ₃ -Na
Marinzë-612	987-982	1.5	313	64	73	57	81	1189	HCO ₃ -Na
Marinzë-675	870-877	0.7	175	40	19	53	92	427	SO ₄ - Na
Marinzë-77	728-735	1.3	378	46	37	78	94	1013	HCO ₃ -Na
Marinzë-1336	1645-1628	2.1	984.4	8	4.88	355		1708	HCO ₃ -Na

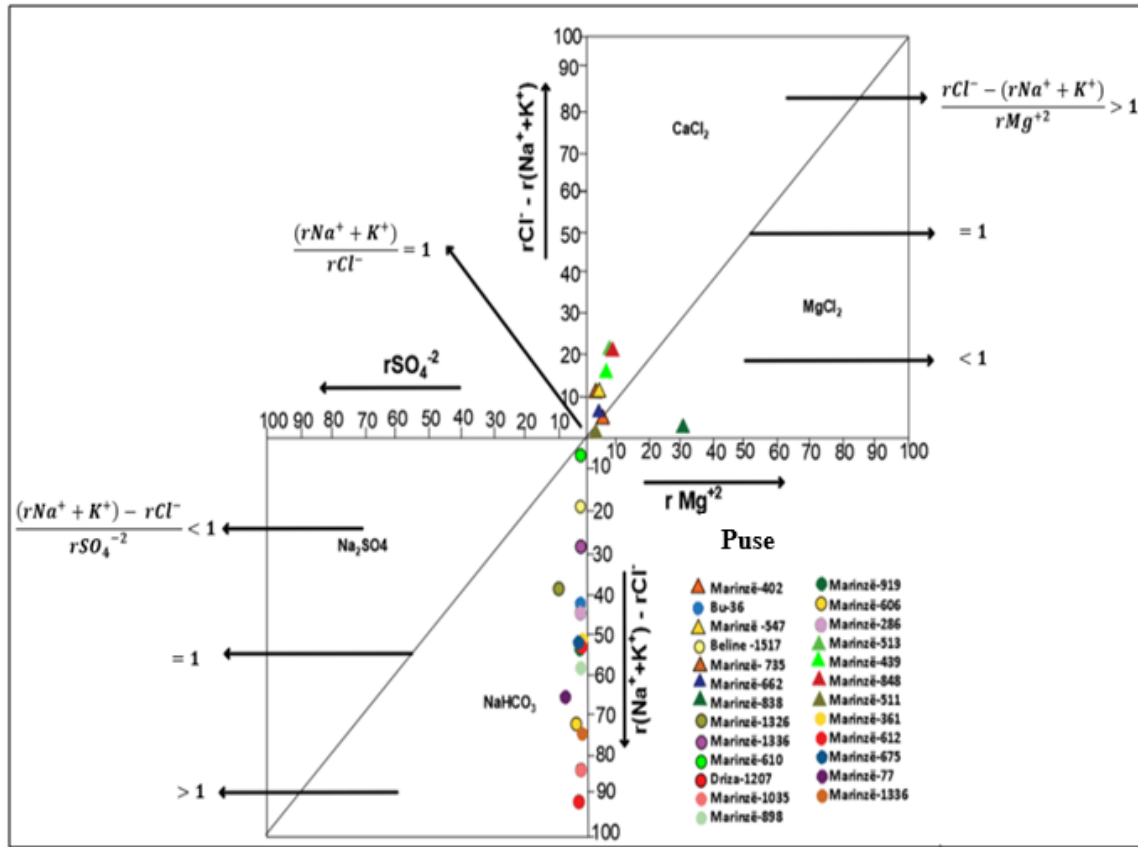


Figura 8-18: Diagrama kuadrate dyfishe për formacionin Driza (Ndreko Dh., 2021)

Nëse ndërtojmë grafikun varësisë të klorureve nga thellësia do të vërejmë që nuk kemi varësi lineare të klorureve nga thellësia me ekuacion $y = -3.4779x + 13830$ dhe koeficient korrelacioni $R = -0.0915$ dhe $R^2 = 0.0084$, për formacionin Driza.

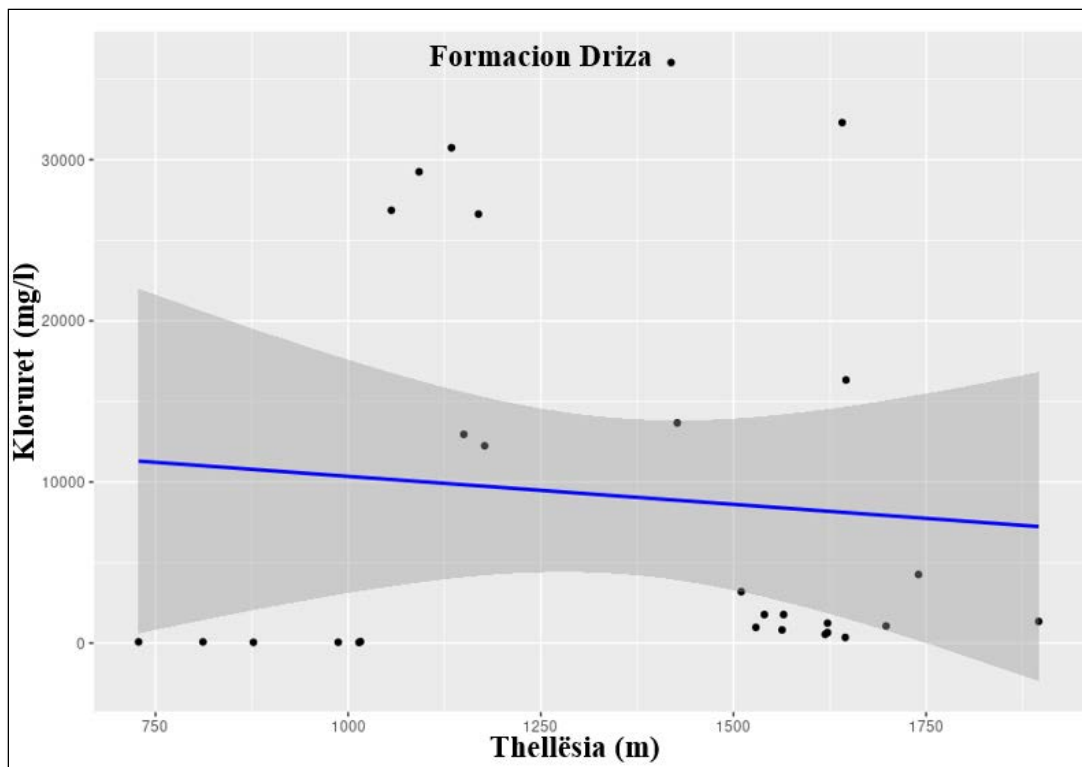


Figura 8-19: Varësia midis klorureve dhe thellësisë për formacionin Driza

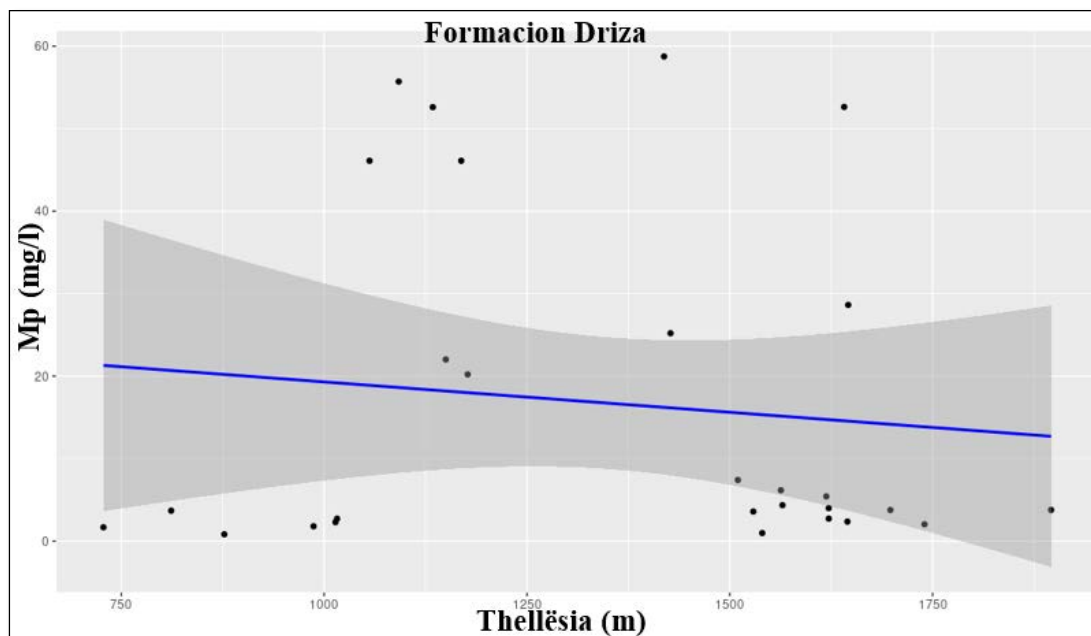


Figura 8-20: Varësia midis Mp dhe thellësisë për formacionin Driza

Nëse ndërtojmë grafikun varësisë së mineralizimit të përgjithshëm nga thellësia do të vërejmë që nuk kemi varësi lineare të mineralizimit të përgjithshëm nga thellësia me ekuacion $y = -0.0074x + 26.654$ dhe koeficient korrelacioni $R = -0.117$ dhe $R^2 = 0.0136$, për formacionin Driza.

Përbërja kimike e ujërave në formacionin Driza ka pësuar ndryshime si rezultat i përdorimit të metodave, për prodhimin e naftës si metodat e injektimit të ujit dhe polimereve. Ndryshimet kryesisht reflektohen në uljen e vlerave të mineralizimit të përgjithshëm dhe të klorureve. Nëse do të analizojmë vlerat e klorureve për formacionin Driza në kohë të ndryshme si në tabelën 8-10 dhe do të vërejmë që vlera e klorureve ulet si rezultat i injektimit të ujit me klorure të ulura dhe mineralizim të përgjithshëm të ulët kryesisht i tipit Bikarbonat–Natriumi ($\text{HCO}_3\text{--Na}$).

Tabela 8-10: Ndryshimet e klorureve në kohë për formacionin Driza

Nr.Pusit	Viti	Kloruret (mg/l)
898	1984	16330
5045	2010	1952
	2018	1450
1207	1978	77.1
5069	2012	284
	2013	71
439	1980	30743
5568	2016	23574
	2020	4608

Për formacionin Driza në zonën rreth puseve 1517-S, 5045, 5069, 5089, 5109, 5118, 5136, 5291, 5568, 5853 janë ndërtuar harta e klorureve në dy periudha të ndryshme. Në figurën 8-22 jepen vlerat e klorureve në një zonë të vendburimit të Patos–Marinzës për periudhën e matjeve nga 2010-2013, ndërsa në figurë 8-23 jepet harta e klorureve për periudhën 2020-2021. Nëse do të bëjmë një krahasim të hartave të klorureve për këto dy periudha, shikojmë që kemi ndryshime të vlerave të klorureve, ulje të tyre për të njëjtet puse si rezultat i injektimit të polimereve me ujë me mineralizim të përgjithshëm të ulët dhe klorure të ulta.

Nga krahasimi i vlerave të klorureve në periudha kohore të ndryshme për formacionin Driza është vërejtur që në disa rajone të vendburimit të Patos-Marinzës ka raste që vlerat e klorureve rriten në kohën dhe më pas përsëri zvogëlohen. Kjo mund të vij si rezultat i problemeve që mund të kenë ndodhur në kolonat teknike të puseve dhe kemi ardhje uji nga thellësia me mineralizim të përgjithshëm të lartë dhe klorure të larta.

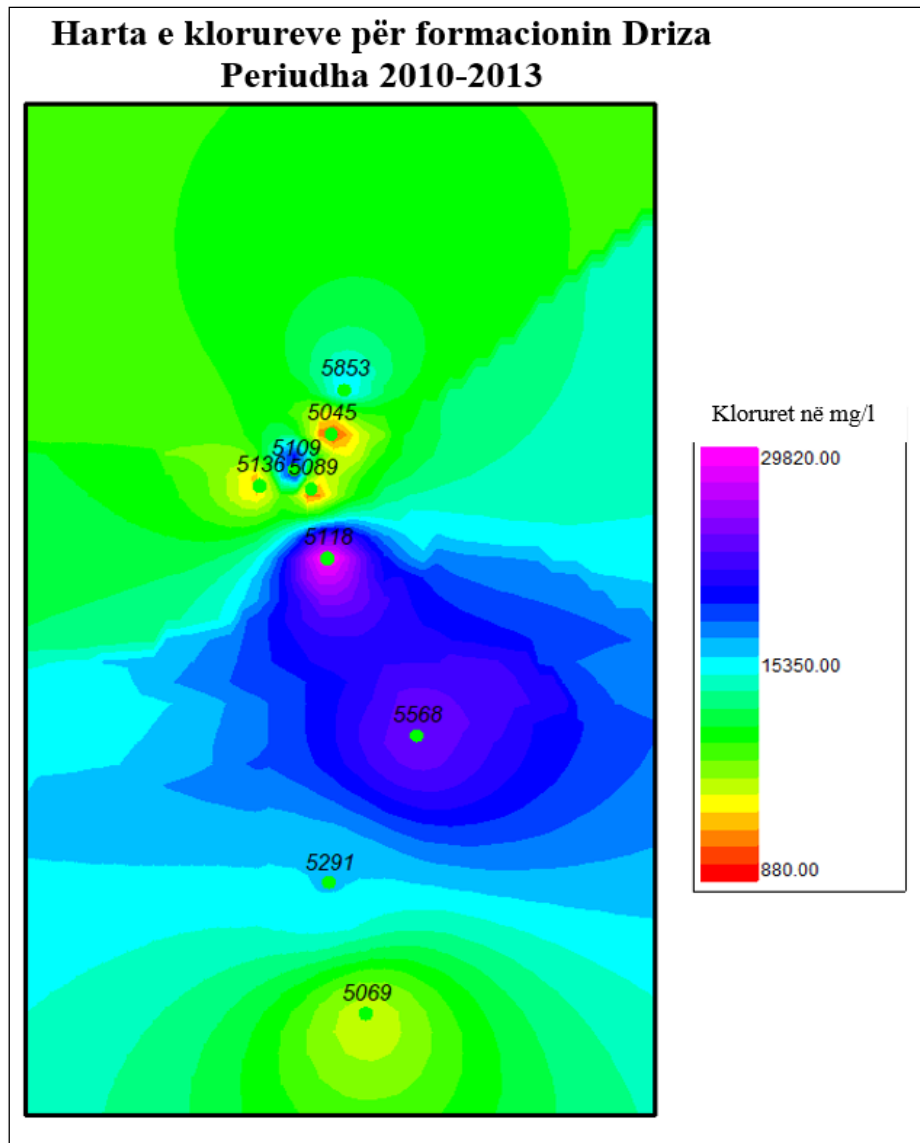


Figura 8-21: Harta e klorureve për formacionin Driza për periudhën 2010-2013 (Ndreko Dh., 2021)

Harta e klorureve për formacionin Driza Periudha 2020-2021

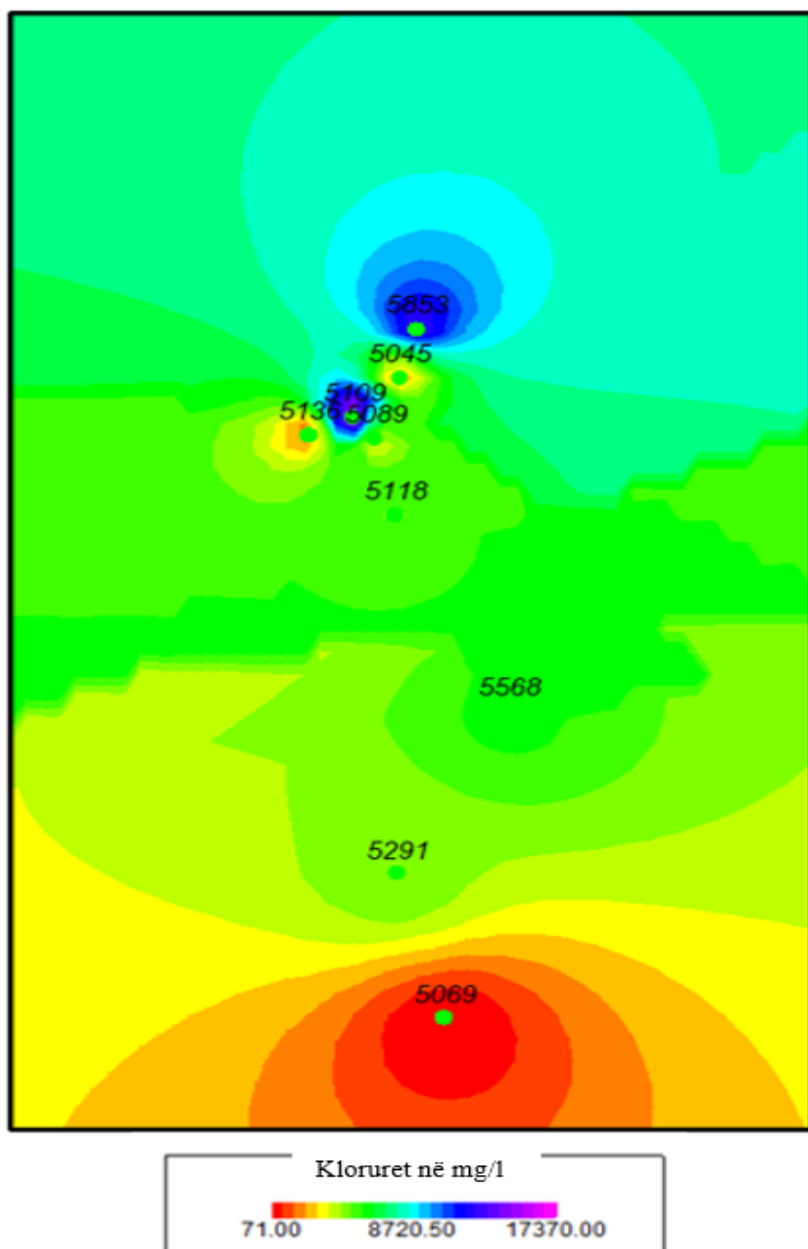


Figura 8-22: Harta e klorureve për formacionin Driza për periudhën 2020-2021 (Ndreko Dh., 2021)

9 PËRFUNDIME

Në rajonin e Kreshpan–Patos–Verbasit takohen tre formacione kryesore:

- Formacioni Evaporitik,
- Formacioni Karbonatik,
- Formacioni Terrigjen.

Këto formacione janë dokumentuar nga të dhëna faktike të marra nga pusët e shpuar në zonë, vrojtimit sipërfaqësore që janë bërë në terren gjatë përgatitjes së mikrotezës dhe nga punimet sizmike 3D.

Formacioni Evaporitik ka një trashësi të konsiderueshme dhe i përketë depozitimeve të fazen e parë të hapjes së Albanideve.

Depozitimet karbonatike në përgjithësi në zonën Jonike ndahen në dy megasekuenca:

- Megasekuenca e parë ndërtohet nga depozitimet e para “riftit” me moshë nga Triasiku i sipërm deri në Liasin e poshtëm e të mesëm (Facie neritike).
- Megasekuenca e dytë ndërtohet nga depozitimet pas riftit me moshë nga kati Toarian deri Eocen (Facie pellagjike).

Depozitimet e sekuencës së dytë pas riftit duke filluar nga kati Toarian deri në nivelet e depozitimeve të Kretakut vendosen me onlap mbi depozitimet e sekuences se parë.

Kalimi nga formacioni karbonatik për në formacionin terrigjen bëhet me praninë e pakos mergëlore kalimtare me moshë të Oligocenit të poshtëm.

Formacioni terrigjen ndahet në formacionet flishore me moshë Oligocen i poshtëm deri në katin Akuitanian dhe formacionet mollasike me moshë nga kati Seravalian e me të reja.

Depozitimet e formacionit mollasik duke filluar nga kati Seravalian vendosen në mënyrë transgresive mbi depozitimet më të vjetra deri mbi nivelin e gëlqerorëve në zonën e Kremenarës.

Në zonën e studimit si karakteristikë kryesore vërehet vendosja e depozitimeve të katit Mesinian në mënyrë transgresive, këndore dhe azimutale mbi strukturat antiklinale të Kreshpan–Patos–Verbasit duke arritur deri në nivelin e depozitimeve karbonatike të Kretakut.

Të dhënat e puseve të shpuar, punimet sipërfaqësore dhe punimet sizmike 3D që janë të një cilësie shumë më të mirë dhe të parat e këtij lloji të bëra në tokë në vendin tonë mundësojnë një informacion të detajuar mbi konfigurimin e modelit gjeologo–tektonik dhe karakteristikat e fluidmbajtjes në rajonin e studimit.

Interpretimi i të dhënave të punimeve sizmike 3D, tregon qartë që rajoni i studimit ka ndërtim dy katësor. Depozitimet e katit të poshtëm strukturor mbulohen në mënyre transgresive, këndore dhe azimutale nga depozitimet mollasike kryesisht ato të katit Mesinian.

Në modelin gjeologo–tektonik të katit të poshtëm strukturor që është i ndërtuar nga struktura antiklinale të eroduara në pjesën kulmore, thyerjet tektonike të vjetra dhe të reja gjatësore dhe tërthore kanë luajtur një rol të rëndësishëm.

Prania e thyerjeve tektonike normale të riftëzimit dallohen në profilin sizmik T-301 në thellësinë mbi 2.6 sek, duket qartë që facia sizmike është kaotike dhe nuk ka reflektime e cila përkojnë me depozitimet neritike, kurse në lindje vërehet një grup reflektimesh sizmike paralel me tavanin e gëlqerorëve të cilat përkojnë me facien pellagjike, që vendosen me onlap mbi facien e më sipërme.

Thyerjet tektonike të strukturimit kanë prekur krahët perëndimor të strukturave antiklinale të vargjeve strukturor Hekal–Patos–Verbas dhe Cakran–Kreshpan.

Thyerja tektonike perëndimore e strukturës së Patos–Verbasit nuk prek depozitimet e katit të sipërm strukturor (Mesinianit), që tregon që aktiviteti i këtyre thyerjeve tektonike ka qënë gjatë katit Burdigalin.

Thyerja tektonike perëndimore e strukturës së Patos – Verbasit drejt veriut merr një kthesë në drejtim të verilindjes duke bërë të mundur ndërprerjen e kësaj strukture më në veri për nivelin e karbonateve.

Në rol të rëndësishëm në modelin gjeologo–tektonik të rajonit të studimit kanë luajtur edhe thyerjet tektonike ndërformacionale, të cilat gjenden në krahët lindorë të strukturave antiklinale dhe në perëndim të strukturës antiklinale të Patos–Verbasit.

Thyerja ndërformacionale perëndimore nuk përputhet me thyerjen e vjetër të gëlqerorëve në krahun perëndimor, por është një front i ri më i thellë dhe më në perëndim.

Si rezultat i ngjeshjes Orogjenezës lindin dhe thyerje ndërformacionale me mbihypje me drejtim të kundërt nga perëndimi drejt lindjes duke formuar struktura tip “lule”.

Intrepretimi i të punimeve sizmike 3D dhe të dhënat e puseve tregojnë së kati i sipërm strukturor ka ndërtim tektonik relativisht të qetë, krahasuar me katin e poshtëm strukturor. Depozitimet e katit të sipërm tektonik zhytën në drejtim të veriut me këndë 15-25⁰.

Lidhja e thellësisë së vatrave të tërmeteve me ndërtimit gjeologo – tektonik tregon se tërmetet me vatra të thellë mbi tre kilometra dhe me magnitudë mbi 4 lidhen me thyerjet tektonike mbyhypëse nga lindja drejt perëndimit, pra mund të themi që rajoni Kreshpan–Patos–Verbasit është në lëvizje të vazhdueshme.

Gjatë punës për përgatitjen e këtij studimi, u vu re që në rajonin e studimit kanë rënë një numër shumë i madh tërmetesh me vatër të cekët dhe me magnitudë më të vogël se 4, aktiviteti sizmik mund të lidhet me shfrytëzimin e vendburimit të Patos–Marinzës. Duke qënëse nga kati sipërm strukturor nga formacionet mollasike të Mesinianit, nga shtresat naftëmbajtëse nxiret nga naftë, ujë por edhe rërë që vjen së bashku me naftën tregon se prishet struktura e shtresës duke krijuar një boshllëk në thellësi, që herët ose vonë do të reflektohet në uljen e sipërfaqes së tokës dhe në lindjen e sizmicitetit.

Zona e studimit deri në Liasin e poshtëm e të mesëm ka qënë një buzine pasive me depozitimet evaporitike dhe karbonatike të facies neritike. Në katin Toarian ka ndodhur hapja riftëzimi përfundimtar i zonës Jonike duke marrë pamjen e një grabeni me blloqe gjysëm të rrutulluara. Në kohën para katit Burdigalian tërë zona Jonike dhe rajoni i është nënshtuar orogjenezës.

Nafta në depozitimet mollasike është dytësore, ajo lidhet me nivelet e shkëmbinjëve mëmë të nënzonës së Kurveleshit. Vendosja transgresive e depozitimeve të Mesinianit mbi gëlqerorët e strukturës antiklinale të Patos–Verbasit ka shërbyer si rrugë për migrimin e naftës dhe formimin e vendburimit të Patos–Marinzës.

Shkalla e migrimit vertikal dhe atij horizontal është të ndryshme. Gjykuar mbi prezencën e naftës nga formacionet e ndryshme naftëmbajtëse në veri dhe në jug të ngritjes erozionale të Zharrzës mund të themi se migrimi horizontal është kryer në distanca më të largta se migrimi vertikal. Prezenca e naftës në formacionet që nuk kanë kontakt me bazën e transgresionit, tregon se migrimi vertikal është bërë nga prezenca e dritareve litologjike dhe e mikroprishjeve.

Në vendburimin e Patos–Marinzës formacionet kryesore naftëgasmbajtëse nga posht–lart janë:

- Formacioni Bubullima

- Formacioni Marinza
- Formacioni Driza
- Formacioni Gorani

Të dhënat e marra nga interpretimi i punimeve sizmike 3D tregojnë që në vendburimin e Patos–Marinzës gjenden disa tipe kurthesh e shtratimesh, shtatime litologo–stratigrafik, shtatime stratigrafiko–litologjik, shtresor të ekranizuar tektonikisht dhe të çrregullt.

Formacionet naftëmbajtëse në vendburimin e Patos-Marinzës janë sisteme të ndryshme gjeohidrodinamike, ku formacioni Marinza dhe Driza në ato zona ku nuk ka komunikim me sipërfaqen janë sisteme të mbyllura me ujëkëmbim të veshtirë. Në disa zona të formacionit Driza vërehen zona me ujëkëmbim aktiv dhe mesatar, pra kemi sisteme të pa mbyllura plotësisht.

Në formacionet naftëmbajtëse gjenden tipe të ndryshëm të ujërave bashkëshoqëruese të naftës. Në formacion Marinza tipi i ujërave është kryesisht Cl-Ca dhe Cl-Mg me mineralizim të përgjithshëm të lartë ndërsa në formacionin Driza tipi i ujërave është kryesisht $\text{HCO}_3\text{-Na}$ me mineralizim të përgjithshëm të ulët.

Krahasimi i përbërjes kimike të ujërave i formacioneve kryesore të naftës (Marinza dhe Driza) në periudha të ndryshme kohe, tregon se si rezultat i përdorimit të metodave të injektimit të ujit dhe polimerve përbërja kimike e ujërave ka ndryshuar. Është konstatuar ulje e vlerave të mineralizimit të përgjithshëm dhe e klorureve.

Gjithashtu rezulton se në disa raste kemi efektin e kundërt rritje të mineralizimit të përgjithshëm dhe të klorureve, kjo vjen si rezultat i ardhjes së ujit nga thellësia me mineralizim të përgjithshëm të lartë dhe klorure të larta.

Në pjesën jug - perëndimore të Patos - Marinzës meqënëse është vertetuar prania e naftës mendoj se ka vend për punime të mëtejshme të kërkimit. Sugjeroj shpimin e një pusi horizontal për formacionin Driza në zonën midis profileve L-401- L-601 vërehet një “maund”.

Meqënëse për formacionin Marinza nisur nga profilet Sizmike që sygjerojnë ndërtimin bllokor me një sërë prishjesh tektonike tërthore dhe gjatësore (Horst – Graben) sygjeroj rishikimin e tyre.

Sugjeroj gjithashtu që tempet e nxjerrjes duhet të jenë më të kufizuara për të mos prishur karakteristikat e rezervuarit.

10 LITERATURA

- Aliaj Sh., (1983). Etapat dhe stadet e zhvillimit të relievit në vendin tonë. *Buletini i shkencave gjeologjike Nr.2*, 73-87.
- Meçaj B .,. (1977). Karakteristikat litologo - petrografike të gëlqerorve fosfatikëtë kretakut të zonës Jonike dhe origjina e tyre. *Nafta dhe Gazi Nr.2*, p. 13.
- AKBN. (n.d.). Retrieved from Natyrore Agjencia Kombëtare e Burimeve: www.akbn.gov.al/images/pdf/hidrokarburet/Geological-Overview.pdf
- AKBN. (2020). Retrieved from Agjencia Kombëtare e burimeve Natyrore: <http://www.akbn.gov.al/wp-content/uploads/2020/02/Grafiket-e-prodhimit-2019.pdf>
- Aliaj Sh., et al. (1996). *Struktura neotektonike e Shqiperise dhe evolucioni gjeodinamik i saj*. A.I.S.
- Aliaj Sh., et al. (1985). *Harta neotektonike e Shqiperise (toke e det) ne shkallen 1 : 200 000*. A.I.S.
- Bakia H., B. Z. (1990). Tektonika Terthore Lushnjë - Elbasan dhe roli i saj në vazhdimin verior të zonave të jashtëme të Albanideve(Kruja- Jonike e Sazani. *Nafta dhe Gazi Nr.2*, pp. 19 - 42.
- Bakia H., et al. (1985). Raport mbi ndertimin gjeologjik dhe perspektiven nafte-gazmajtese te rajonit Cakran.
- Bandilli L. (1996). Platoja e Kurveleshit naton mbi kriprat. *Nafta Shqiptare*, pp. 37-41.
- Bandilli L., M. B. (1976). Stratigrafia e depozitimeve te Neogenit midis brezit te Kurveleshit dhe Beratit. *Permbledhje Studimesh Nr.1*, pp. 39 – 50.
- Bandilli L., S. M. (1973). Ndertimi gjeologjik dhe perspektiva nafte-gazmbajtese e rajonit Brataj.
- Barker C. (1980). Primary migration . *AAPG studies in Geology Nr. 10*.
- Ben A. van der Pluijm, M. S. (2003). *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. New York: W. W. Norton & Company.
- Bojarski L. (1970). Anwendung der hydrochemischen klassifikation bei sucharbeiten auf Erdol. *Z. Angew. Geol.* 16, pp. 123-125.

Boldnews.al. (2016, 04 23). Retrieved from <https://boldnews.al>

Brahimi Q., I. J. (1987). Stratigrafia e depozitimeve karbonatike nga Triasi i siperm deri ne Eocen te siperm per brezin e Kurveleshit.

Cela R., I. J. (1986). Ligjësitë kryesore minreralogo petrografike dhe kushtet e formimit te depozitimeve flishore ne zonen Jonike dhe te Tortonianit ne ultesiren Prane Adriatike. *Nafta dhe Gazi*, pp. 2-14.

Chebotarev I.I. (1955). Metamorphism of natyral water in the crust of weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta* 8, pp. 22-48, 137-170, 198-212.

Çobo L. (2002). *Një model i ri i vendburimit të Patos - Marinzës*. Tiranë: Disertacion .

Collins .AG. (1975). *Geochemistry of oilfield waters*. Amsterdame: Elsevier Scientific Publishing Company.

Curi F. (1997). kompleksi i treguesve të studimit gjeokimik per kerkimin e naftes dhe te gazit problematika e perdorimit dhe shkalla e efektivitetit te tyre. *Nafta dhe Gazi Nr.2*, pp. 51-65.

Curri F. (1988). *Kriteret gjeokimike te vleresimit prespektiv te depozitimeve karbonatike ne brezin e Kurveleshit. Disertacion per kerkimin e grades "Kandidat i shkencave"*. Fier.

Dafa N., Jusufati S. (1973). Aplikimi i metodës së uljes së viskozitetit të nafts me anën e injektimit të tretësit në vendburimin e Marinzës . *Nafta dhe Gazi Nr.5*, pp. 35 -42 .

Dakolli H., S. P. (1985). *Hidrogjeologjia e vëndurimeve të Naftës dhe të Gazit*. Tiranë.

Dalipi H. (1981). Mendime mbi zhvillimin paleotektonik dhe mbi tektoniken e Ultësirës pranë Adriatike. *Permbledhje studimesh Nr. 2*, pp. 81-95.

Dalipi H. (1982). Lidhur me fazat e rrudheformimit dhe me katet strukture ne zonat tektonike te jashtmete Albanideve . *Buletini i Shkencave Gjeologjik Nr.4*, pp. 39-58.

Dalipi H. (1986). Lëvizjet neotektonike dhe tektogjeneza e strukturave neogjenike për Ultësirën Pranëadriatike. *Buletini i shkencave gjeologjike Nr 1*, pp. 13 - 28.

Dalipi H. (1986). Lidhur me fazat e rrudheformimit dhe me katet strukture në zonat tektonike të jashtëme të Albanideve. *Buletini i shkencave gjologjike Nr.4*, pp. 13-28.

- Dalipi H., et al. (1976). *Përgjithësimi i të dhënave gjeologo – gjeofizike të rajonit Cakran – Ballsh* . Fier : IGJNG.
- Dalipi H., I. J. (1978). Mbi praninë e pushimeve në serinë karbonatike të zonës Jonike për përgatitjen e objekteve të thellë për kërkimin e naftës dhe gazit.
- Diamanti F., D. I. (1982). Gjurmët e mërgimit të fluideve bituminore në prerjen karbonatike të zonës Jonike. *Nafta dhe Gazi* , pp. 113 - 134.
- Diamanti F., Dhimulla I. (1982). *Metodat gjeokimike të kërkimit të naftës dhe të gazit*. Tiranë.
- Diamanti F., Dhimulla I., Prifti Dh. (1981). *Gjeokimia e Naftës dhe e Gazit*. Tiranë.
- Diamanti F., et al. (1995). Hydrocarbon potential of Albania. *Recent developments in exploration and Oil production and the future in the free market Economy*. Fier: Albpetrol.
- Dimitrios N. (2017). Synthesis of Literature and Field Work Data Leading to the Compilation of a New Geological Map-A Review of Geology of Northwestern Greece. *International Journal of Geosciences*, 205 - 236.
- Doracaj M., Moçi A., Vongli T. (1995). Mendime rreth drejtimeve të mundshme të zhvillimit të metodave të veprimit në shtresë në vendburimet tona. *Nafta shqiptare* , pp. 95 - 113.
- Douglas W.W. (1985). *Geochemistry in Petroleum exploration*. D. Reidel Publishing Company, 1985.
- Foto C., S. T. (1990). Kushtet gjeokimike të formimit e migrimit - akumulimit të hidrokarburëve të depozitimeve karbonatike dhe të Mollaseve. *Nafta dhe Gazi Nr.1*, pp. 97-111.
- Foto. Gj. (1995). Considerations on the quantity and conditions of the existence of oil remaining reserves in exploited oil fields. *Conference: Current and future problems of oil industry in Albania*, (pp. 68 - 80). Tirane.
- Gjoka M., Dhimulla I. (1988). Ndërtimi gjeologjik përgatitja e strukturave, objekteve dhe vlerësimi i prespektivës naftëgazmbajtëse të rajonit të vendburimeve ranore për naftën . *Nafta dhe Gazi*.
- Gjoka M., et al . (2001). *Studimi i ndërtimit gjeologjik të vendburimeve të rajonit Kreshpan – Kolonjë - Kuçovë – Pekisht dhe rivlerësimi i rezervave të naftës dhe të gazit*. Fier.

- Gjoka M., et al. (2001). *Studimi i ndërtimit gjeologjik të vendburimeve të rajonit Kreshpan – Kolonjë - Kuçove – Pekisht dhe rivlerësimi i rezervave të naftës dhe të gazit*. Fier.
- Gjoka M., et al. (1986). *Studimi kompleks mbi lidhjen ligjësitë veçoritë e ndërtimit gjeologjik të rajonit Vendburimeve Amonice – Kolonjë për të dy katet tektonike dhe përcaktimi i prespektives së mëtejshme për kërkimin e naftës*. Fier.
- Gjoka M., et al. (1990). Disa ligjësi të përhapjes së shtratimeve të naftës në depozitimet e tortonianit të buzës jug- lindore të UPA dhe prespektivat e mëtejshme për kërkimin në këtë rajon. *Nafta dhe gazi Nr.1*, pp. 19-31.
- Gjoka M., Gishti F., et al. (1988). Mbi ndërtimin gjeologjik dhe prespektivën naftgazmbajtëse të rajonit lindja e Marinzës Arapaj - Q. Stalin. *Nafta dhe Gazi*.
- Gjoka M., Gjika A., Sillo V., Sylari V. (2001). *Përgjithësimi regional i vendburimeve gëlqerore nën dritën e të dhenave energjitike e modeli i shtratimeve*. Fier.
- Gjoka M., Muska K., et al. (2003). Kapacitetet naftëgazmbajtëse të vendburimeve në vendin tonë dhe prespektiva e mëtejshme të shfrytëzimit të tyre. *Nafta shqiptare Nr.2*, pp. 69-78.
- Google Earth . (2021, May).
- Instituti i Gjeoshkencave, E. U. (n.d.). Retrieved from <https://www.geo.edu.al/>
- Janopulli V .,et al. (1983). *Përgjithësimi gjeologo- gjeofizik i rajonit të Kreshpanit* . Fier : IGJNG.
- Koci R., et al. (2008). Lëvizjet e reja tektonike të truallit shqiptar dhe në rajon, të regjistruara nga rrjeti i GPS-it. *Nafta Shqiptare. Nr. 3*, pp. 73-80.
- Kokonozi V., S. R. (1970). Metodika e e percaktimit të presionit të fundit të pusit gjatë kohës së shfrytëzimit t tij . *Nafta dhe Gazi Nr.1 dhe 2*, pp. 47-50, 38-40.
- Kurteshi F , et al. (1990). Mbi rezultatet e arritura nga studimi Stratigrafik dhe paleontologjik i depozitimeve te Burdigalianit ne Brezin e Kurveleshit. *Nafta dhe Gazi Nr.2*, pp. 43-57.
- Marko Dh., Moci A. (1995). Oil produktion history in Albania oil fields and their perspective.
- Meçaj B. (1989). Veçoritë petrografike dhe disa ligjësi që dolën nga studimi i depozitimeve terrigjene të tortonianit në rajonin e e Vb ranore për naftë Q. Stalin - Patos - Mainzë - Bubullimë. *Nafta dhe Gazi Nr. 1*, pp. 83-98.

- Meçaj B., Mersini F. (1988). Veçoritë petrografike të depozitimeve terrigjene të tortonianit në Vb ranore për naftë Q. Stalin-Patos- Marinzë -Bubulimë deri në Kreshpan. *Nafta dhe Gazi*.
- Métois, M., Benjelloun, M., Lasserre, C., Grandin, R., Barrier, L., Dushi, E., and Koçi, R.: (2020). Subsidence associated with oil extraction, measured from time series analysis of Sentinel-1 data: case study of the Patos-Marinza oil field, Albania. *Solid Earth*, 11, 363–378.
- Mezini A. (2003). Rezervuaret karbonatik të zonës Jonike .
- Muço B., Aliaj Sh., Koçi S., Sulstarova E. (2010). *Sizmiteti, sizmotektonika dhe vlerësimi i rrezikut sizmik në Shqipëri*. Tiranë: Akademia e shkencave e Shqipërisë.
- Muska K. (2002). *Thermicité, transferts et diagenèse des réservoirs dans les unités externes des Albanides (Bassin Ionien)*. PhD Thesis, UPMC Paris VI, IFP Report 56850.
- Naço P. (1989). *Relacion mbi pëgjithësimin gjeologo- gjeofizik të rajonit Greshicë- Lindja e Ballshit - Bregas - Panahorë*. Fier: IGJNG.
- Naço P. (1999). Disa të dhena mbi evidentimin e strukturave naftëgazmbajtëse në zonat tektonike të zhvilluarnë albanidet jugperëndimore (Brezi i Kurveleshit). *Buletini i Shkencave gjeologjike Nr.1*, pp. 33 - 41.
- Ndreko Dh. (2016). Modeli gjeologo - tektonik i rajonit Kreshpan - Verbas nën dritën e të dhënave të reja dhe Naftëgasmbajtja. *Mikroteza*.
- Ndreko Dh., A. B. (2021). Changes in hidrochemical indicators of the brine water of Patos - Marinza oil field . *International Journal of Science and Research (IJSR)*, 1028-1032.
- Nikolla L. (2014). *Bazat e gjeologjisë së hidrokarburëve dhe vëndburimet në Shqipëri*. Fier : Ymeraj 1.
- Palmer C. (1911). The geochemical interpretation of water analyse. *U.S Geological Survey Bulletin* , pp. 5-31.
- Prenjasi E., Ç. F. (1980). Ndertimi gjeologjik dhe perspektiva nafte-gazmbajtëse e rajonit Himare.
- Prifti Dh. (1995). Vetit fiziko - kimike te fluideve ne vendburimine Patos-Marinzës(Objekti Nr. 2). *Nafta shqiptare Nr.1*, pp. 55-68.

- Prrenjasi E., Naço P. (1984). *Relacion sqarues i Hartagjeologjike të lindjes të planshetave për rajonin e Ballsh - Verbas e Peshkepi - Kotë*. Fier: IGJNG.
- Roure F, Nazaj Sh, et al. (2004). Kinematic Evolution and Petroleum System - An Appraisal of the Outer Albanides. *K.R. McClay, Thrust tectonic and hydrocarbon system. Vol 83, AAPG Mem.*, 474-493.
- Sadiku Y. (1991). Roli i prishjeve të vjetra gjatësore dhe tërthore në strukturat e brezit të Kurveleshit në ndarjen e zonave dhe në formimin e Ultësirës. *Buletini i shkencave gjologjike Nr.1*, pp. 189-195.
- Sadiku Y., Diamanti F. (1995). Opsion mbi kufirin verior të zones Jonike dhe stili strukturor i saj. *Nafta Shqiptare Nr.2*, pp. 47-50.
- Shteto Th., Naço P., (1983). *Relacion sqarues i hartës gjeologjike të rajonit Cakran - Amantia*. Fier : IGJNG.
- Shtrepi P. (1971). Mineralizimi dhe shkalla e metamorfizimit të ujërave nëntokësore në rajonin e P - V. *Nafta dhe Gazi Nr.12*.
- Shtrepi P. (1980). Inversioni hidrokimik veçori kryesore e prerjes normale në pjesën perëndimore të Ultësirës Pranë Adriatike. *Përmbledhje Studimesh Nr.1*.
- Shtrepi P. (1982). Disa Karakteristika hidrogeologjike në zonën Jonike dhe lidhja e tyre me problemet e Naftës dhe Gazit. *Buletini Nafta dhe Gazi Nr.1*.
- Shtrepi P. (1970). Mbi vërtetimet hidrogeologjike në pusët e kërkimit të naftës dhe të gazit. *Teknika Nr.4*.
- Shtrepi P. (1972). Shkalla e mbylljes hidrogeologjike në disa rajone naftëgasmbjatese në nënzonën e Kurveleshit. *Nafta dhe Gazi Nr.1*.
- Shtrepi P. (1976). Roli dhe rëndësia e studimeve hidrogeologjike në kërkimin e naftës dhe të gazit. *Nafta dhe Gazi*.
- Shtrepi P. (1981). Arritjet e para të studimit të radioaktivitetit të ujërave nëntokësore të nënzonës së Kurveleshit. *Buletini Nafta dhe Gazi Nr.2*.
- Shtrepi P., Ç. A. (1989). Kompleksi i treguesve hidrokimik për veçimin e ujërave shtresorë midis depozitimeve flishore dhe gëlqerore. *Buletini Nafta dhe Gazi Nr.*, pp. 83-100.
- Shtrepi P., P. P. (1984). Kriteret e dallimit të ujërave Acide nga ato shtresorë gjatë përpunimit kimik të depozitimeve karbonatike. *Buletini Nafta dhe Gazi Nr.2*.

- Sinani B., G. K. (2003). Llogaritja e porozitetit dinamik te rezervuareve karbonatik nga te dhenat e shfrytezimit te vendburimeve ne vendin tone. *Nafta Shqiptare* Nr. 2, pp. 79-88.
- Sulin V. A. (1946). Water of Petroleum formation in the System of natyre waters,. *Gostoptekhizdat*, 96.
- Xhaçka P. (1981). *Ligjesite e ndertimit tektonik dhe rajonizimi perspektiv naftembajtes i zonave Jonike, Kruja, Sazani dhe i Ultesires Praneadriatike*. Fier.
- Xhaçka P., et al. (1978). Stili tektonik i zonave Jonike, Kruja dhe Sazani.
- Xhemalaj Xh. (2001). Aspekte hidrokimike të ujërave të vendburimeve karbonatike të naftës së Shqipërisë. *Nafta Shqiptare* Nr.2, pp. 29 - 33.
- Xhomo A., et al. (2002). *Gjeologjia e Shqiperise, Stratigrafia, Magmatizmi, Metamorfizmi, Tektonika dhe Evolucioni Paleogjeografik dhe Evolucioni Paleogjeografik dhe Gjeodinamik (Geology of Albania, text of geological map of Albania), scale 1:200 000*. Tirane: Albanian Geological Survey.