



REPUBLIKA E SHQIPERISË
UNIVERSITETI POLITEKNIK TIRANË
FAKULTETI I GJEOLGJISË DHE I MINIERAVE
DOKTORATA "Gjeoshkencat, Burimet Natyrore dhe Mjedisi
" Rruga Elbasanit, Tiranë - Albania
Tel/fax: ++ 355 4 375 246/6



DISERTACION

NJË VËSHTRIM MBI DEPOZITIMET KUATERNARE NË SHQIPËRI (Rast studimi, Gjiri i Drinit)

(Për marrjen e gradës shkencore “Doktor”)

DISERTANTI:

MSc. Sokol MARKU

UDHËHEQËS SHKENCORË:

Prof. Dr. Eleni GJANI

Prof. Dr. Aleks VRANAI

Tiranë, 2019



REPUBLIKA E SHQIPERISË
UNIVERSITETI POLITEKNIK TIRANË
FAKULTETI I GJEOLGJISË DHE I MINIERAVE
DOKTORATA "Gjeoshkencat, Burimet Natyrore dhe Mjedisi
"Rruga Elbasanit, Tiranë - Albania
Tel/fax: ++ 355 4 375 246/6



Disertacion i përgatitur nga

MSc. Sokol MARKU

Për marrjen e gradës shkencore

DOKTOR

TEMA: " Një vështrim mbi depozitimet kuaternare në Shqipëri "
(Rast studimi, Gjiri i Drinit)

Mbrojtur më datë 19/12/ 2019 para Jurisë:

1. Prof. As. Agim MËSONJËSI	Kryetar
2. Prof. Dr. Vilson SILO	Anëtar
3. Prof. As. Rexhep KOÇI	Anëtar
4. Prof. Dr. Aleko MIHO	Anëtar
5. Prof. As. Erta DODONA	Anëtar

TIRANË, 2019



REPUBLIKA E SHQIPERISË
UNIVERSITETI POLITEKNIK TIRANË
FAKULTETI I GJEOLGJISË DHE I MINIERAVE
DOKTORATA *"Gjeoshkencat, Burimet Natyrore dhe Mjedisi
" Rruga Elbasanit, Tiranë - Albania*
Tel/fax: ++ 355 4 375 246/6



DEKLARATË AUTORËSIE

Deklaroj se Disertacioni i paraqitur është një punë origjinale e kryer vetëm prej meje. Çdo ide dhe/ose teknikë e publikuar (ose jo e publikuar) nga puna e të tjerëve, është e cituar sipas rregullave përkatëse.

Sokol MARKU

PËRMBAJTJA

KAPITULLI I.

Hyrje	11
I.1. Ndarja formale e Kuaternarit	11
I.2. Pleistoceni dhe Holoceni	12
I.2.1. Pleistoceni	14
I.2.2. Holoceni	15
I.3. Antropoceni	16

KAPITULLI II.

Faktorët që çuan në fillimin e periudhës kuaternare, dhe proceset që rrodhën prej tyre	19
II.1. Ndryshimet klimaterike gjatë Kuaternarit	19
II.2. Periudhat glaciale dhe interglaciale	20
II.3. Ndikimi i fenomenit të eustazisë	24
II.4. Izostazia dhe rebuondi izostazik post-glacial	26
II.5. Subsidenca.	30

KAPITULLI III.

Stratigrafia sekuenciale	32
III.1. Variacionet e nivelit të detit	32
III.2. Nocionet bazike të stratigrafisë sekuenciale	33
III.3. Parasquencia - njësia bazë e stratigrafisë sekuenciale	35
III.4. Sekuenca depozicionale. Organizimi i brendshëm dhe gjeometria e saj	36
III.4.1. Sipërfaqet e dallueshme brenda sekuencës depozicionale	36
III.4.2. Stratigrafia gjenetike	38
III.4.3. Suksesioni (vazhdimësia) e sekuencës. Sekuencat e përbëra	39

KAPITULLI IV.

Përshkrim i gjeografisë dhe ndërtimit gjeologjik të rajonit në studim	40
IV.1. Vendodhja gjeografike e rajonit të studimit	40
IV.2. Ndërtimi gjeologjik i rajonit të studimit	43

IV.2.1. Nënzona e Krastës	43
IV.2.2. Zona e Krujës	46
IV.2.3. Zona e Ultësirës Adriatike	46
IV.3. Aktiviteti sizmik në rajonin e studimit	50
KAPITULLI V.	
Përpunimi i të dhënave, rezultatet dhe interpretimi i tyre	51
V.1. Historku i punimeve të kryera dhe qëllimi i tyre	51
V.2. Metodika e përdorur në organizimin dhe interpretimin e të dhënave	59
V.3. Të dhënat e grumbulluara dhe metodika e përdorur për interpretimin e tyre	61
KAPITULLI VI.	
PËRFUNDIME	68
REFERENCAT	70
SHTOJCË ME KOLONAT LITOLOGJIKE DHE INTERPRETIMIN STRATIGRAFIK-SEKUENCIAL TE SHPIMEVE TË MARRA NË SHQYRTIM DHE PROFILET E NDËRTUARA PREJ TYRE	74
SHKURTIME TË PËRDORURA NË TEKST	115

LISTA E FIGURAVE DHE TABELAVE

FIGURA 1. Tabela Gjeokronologjike e vitit 2011-Kuaternari (sipas Subcommission on Quaternary Stratigraphy 2011)	13
FIGURA 2. Historiku i nivelit të detit sipas MWP-ve për Paqësorin perendimor. (Sipas Liu, J.P., et. al., 2004)	26
FIGURA 3. Ulja fleksurale e litosferës si rezultat i ngarkesës 2-dimensionale me gjysëm gjerësi a, lartësi h, dhe dendësi ρ_s . (sipas Kearey, P., et al., 2009.)	27
FIGURA 4. Modelet e kompesimit izostazik sipas teorisë të Airy dhe Pratt (sipas Kearey, P., et. al., 2009)	28
FIGURA 5. Teoria e reboundit izostazik (sipas Kearey, P., et. al., 2009)	29
FIGURA 6. Skemë e thjeshtëzuar e gjendjeve të progradimit, retrogradimit dhe agradimit (sipas Kendall 2007)	34
FIGURA 7. Reflektorët kryesorë të një profili sizmik të idealizuar, me sipërfaqet onlap, toplap dhe downlap (sipas Boggs, S.Jr. 2000)	35
FIGURA 8. Harta topografike e rajonit të studimit	41
FIGURA 9. Klasifikimi Gjenetik i hapësirës në studim sipas Durmishi et al. 2005	42
FIGURA 10. Skema e vendosjes së zonave tektonike në rajonin e studimit (emërtimi i zonave sipas Xhomo et al. 2010)	44
FIGURA 11. Harta Gjeologjike e rajonit të studimit (Sipas Onuzi, K., et al. 2005 dhe Karaj, N. 2010)	47
FIGURA 12. Harta e materialit faktik nga Nikiforova B.D., et al. 1959	52
FIGURA 13. Harta e punimeve të Danilov, Kazlov dhe Nikoforova 1956-1959, botuar prej Plaku, K. (1964)	53
FIGURA 14. Harta e puseve të realizuar nga Ndërmarrja Gjeologjike gjatë viteve 1975-77 në rajonin e studimit	54
FIGURA 15. Harta e shpimeve të Unclu (2011) dhe skenari i përmytjes maksimale ~6 Ka BP ..	55
FIGURA 16. Vija bregore në shekullin e 10-të sipas Unclu (2011)	55
FIGURA 17. Skenari i ndryshimit të nivelit të detit gjatë 18-20 mijë vjetëve të fundit sipas	

Shackleton, J. C., et al (1984)	56
FIGURA 18. Skenari i ndryshimit të nivelit të detit gjatë Holocenit sipas Mathers, S., et al. (1999)	57
FIGURA 19. Niveli maksimal i detit sipas Fouache, É., et al. (2003) në Rreth Libofshë, lartësia +10m mbi nivelit e sotëm të detit (foto S. Marku 2017)	58
FIGURA 20. Modeli i cileve të sedimentimit (mega sekuencave) paraqitur për rajonin Ishëm-Lezhë nga Durmishi Ç., et al. (2008)	59
FIGURA 21. Harta e vendodhjes së shpimeve të përdorura në këtë doktoraturë	60
FIGURA 22. Pamje historike të vitit 1916 të Malit të Rencit Shëngjin, ku bien më mirë në sy nivelet SLia dhe SLib, pasi qyteti i Shëngjinit nuk ishte ndërtuar ende	64
FIGURA 23. Pamje të niveleve SLia dhe SLib	65
FIGURA 24. Sipërfaqja ndarëse me depozitimeve më të sipërme të facies zhavoranore dhe asaj argjilore me origjinë detare. Dallohen luginat e gërryerjesh dhe sipërfaqja e eroduar nga valët (S. Marku 2018)	66
FIGURA 25. Shpimet HID-59 dhe HID-82 ku kapen thellësitë më të mëdha të RST. (Interpretimi sekuencial nga S. Marku 2018 sipas të dhënave të nxjerra nga Bisha G. 1977)	67
FIGURA 26. Kolonat litologjike të shpimeve BLV-01 dhe BLV-02, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	75
FIGURA 27. Kolonat litologjike të shpimeve HID-04 dhe HID-05, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	76
FIGURA 28. Kolonat litologjike të shpimeve HID-07 dhe HID-08, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	77
FIGURA 29. Kolonat litologjike të shpimeve HID-09 dhe HID-10, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	78
FIGURA 30. Kolonat litologjike të shpimeve HID-15 dhe HID-16, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	79
FIGURA 31. Kolonat litologjike të shpimeve HID-18, HID-19, HID-20 dhe HID-22, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	80
FIGURA 32. Kolonat litologjike të shpimeve HID-24, HID-27, HID-28 dhe HID-29 me inter-	

pretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	81
FIGURA 32. Kolonat litologjike te shpimeve HID-31 dhe HID-26, me interpretimin sekue- ncial. (Marku S. 2018)	82
FIGURA 34. Kolonat litologjike te shpimeve HID-30, dhe HID-32 me interpretimin sekue- ncial. (Marku S. 2018)	83
FIGURA 35. Kolonat litologjike te shpimeve HID-43, dhe HID-34 me interpretimin sekue- ncial. (Marku S. 2018)	84
Figura 36. Kolonat litologjike te shpimeve HID-35, dhe HID-36, HID-37 dhe HID- 39 me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	85
FIGURA 37. Kolonat litologjike te shpimeve HID-48, dhe HID-49, interpretimin sekuen- cial. (Marku S. 2018)	86
FIGURA 38. Kolonat litologjike te shpimeve HID-5s, HID-50 dhe HID-49, interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	87
FIGURA 39. Kolonat litologjike te shpimeve HID-51, HID-52, me interpretimin sekue- ncial. (Marku S. 2018)	88
FIGURA 40. Kolonat litologjike te shpimeve HID-53, HID-54,HID-56 dhe HID-56, me in- terpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	89
Figura 41. Kolonat litologjike te shpimeve HID-57, HID-58,HID-59 dhe HID-60, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	90
FIGURA 42. Kolonat litologjike te shpimeve HID-62, HID-63,HID-64 dhe HID-65, me in- terpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	91
FIGURA 43. Kolonat litologjike te shpimeve HID-66 dhe HID-67, me interpretimin sekue- ncial. (Marku S. 2018)	92
FIGURA 44. Kolonat litologjike te shpimeve HID-70, HID-71, dhe HID-72 me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	93
FIGURA 45. Kolonat litologjike te shpimeve HID-74, HID-75, dhe HID-77 me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	94
FIGURA 46. Kolonat litologjike te shpimeve HID-80, HID-81, HID-83 dhe HID-86 me inter- pretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	95

FIGURA 47. Kolonat litologjike te shpimeve HID-87, HID-88, HID-89 dhe HID-90 me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	96
FIGURA 48. Kolonat litologjike te shpimeve HID-91, HID-92, dhe HID-93 me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	97
FIGURA 49. Kolonat litologjike te shpimeve HID-94, HID-95, dhe RUS-01 me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	98
FIGURA 50. Kolonat litologjike te shpimeve RUS-03 dhe RUS-04, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	99
FIGURA 51. Kolonat litologjike te shpimeve RUS-06, RUS-07 dhe RUS-09, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	100
FIGURA 52. Kolonat litologjike te shpimeve RUS-10, dhe RUS-11, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	101
FIGURA 53. Kolonat litologjike te shpimeve RUS-12 dhe RUS-13, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	102
FIGURA 54. Kolonat litologjike te shpimeve RUS-18 dhe RUS-19, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	103
FIGURA 55. Kolonat litologjike te shpimeve RUS-21 dhe RUS-22, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	104
FIGURA 56. Kolonat litologjike te shpimeve RUS-24 dhe RUS-25, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	105
FIGURA 57. Kolonat litologjike te shpimeve RUS-26 dhe RUS-27, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)	106
FIGURA 58. Vendodhja e profileve me interpretimin sekuencial dhe tre siperfaqet ipsometrike të nxjerra nga rezultatet e kolonave të shpimit për kufinj të RST, TST dhe MFS në hapësirën e studiuar . (Marku S. 2018)	107
FIGURA 59. Profili I-I. (Marku S. 2018)	108
FIGURA 60. Profili II-II. (Marku S. 2018)	109
FIGURA 61. Profili III-III. (Marku S. 2018)	110
FIGURA 62. Profili IV-IV. (Marku S. 2018)	111

FIGURA 63. Profili V-V. (Marku S. 2018)	112
FIGURA 64. Profili VI-VI. (Marku S. 2018)	113
FIGURA 65. Profili VII-VII. (Marku S. 2018)	114
TABELA 1. Klasifikimi i fazave glaciale dhe interglaciale, sipas Brücker, E. (1909)	21

Kapitulli I.

Hyrje

I.1 Ndarja formale e Kuaternarit.

Historia dhe nomenklatura e ndarjes së depozitimeve kuaternare, ka qenë objekt i mikrotezës time me titull “Evolimi i studimeve mbi Kuaternarin në Shqipëri, sipas hartave gjeologjike të shkallës 1:200,000” (Marku, S. 2014). Aty është përshkruar me hollësi, përdorimi i termit Kuaternar, që prej fillesave tij, nga Giovanni Arduino, e më tej, duke paraqitur çdo etapë të evolucionit të këtij termi, dhe kuptimet e ndryshme që ka patur ai në kohë të ndryshme të zhvillimit historik të shkencës së gjeologjisë

Termi Kuaternar fillimisht ka nënkuptuar rendin e katërt të ndarjes kohore të historisë gjeologjike të tokës, dhe pasonte tre rendet e emërtuara Primar, Sekondar dhe Terciar.

Me zhvillimin e koncepteve teorike, tre termat e para dalëngadalë u zhdukën, por Kuaternari, i cili identifikohet me periudhën e zhvillimit të *Homo sapiens* dhe shoqërisë njerëzore, arriti të rezistojë, madje pati dhe një grup të madh ndërkombëtar studiuesish, të cilët jo vetëm e përdorën por edhe e mbrojtën ekzistencën formale të këtij termi, i cili u sanksionua në vitin 2011, pas gati tre shekujsh përdorimi joformal.

Depozitimet e Kuaternarit kanë një përhapje të gjerë në botë dhe mbi këto depozitime janë ndërtuar pjesa më e madhe e qyteteve kryesore të botës sot (Proust, J.N., et al., 2013). Kjo përhapje e ka shtuar vëmendjen ndaj tyre, dhe zgjoi një debat të rëndësishëm gjysëmshekullor mbi formalitetin e termit dhe përcaktimin e statusit dhe kufinjve të kësaj periudhe kohore të historisë së Tokës.

Zyrtarisht debati mbi Kuaternarit filloi në Kongresin Ndërkombëtar të Gjeologjisë në Londër, i cili rekomandoi se, si kufi i poshtëm i Pleistocenit dhe njëkohësisht i Kuaternarit duhej, shënuar shfaqja e parë e periudhave akullnajore.

Studimet kanë vërtetuar se ftohja ka nisur të shfaqet 2.58 milionë vjet më parë, dhe ky konsiderohet si event i hershëm i ftohjes së klimës të regjistruar në Pleistocen. Por, kufiri i poshtëm i Pleistocenit, i përcaktuar njëkohësisht si dysheme për Kuaternarin, vendoset 2.7 milionë vjet më parë, me zhdukjen e shenjave të fundit të katit Piacencian, që tashmë konsiderohet si i fundit i Pliocenit.

Në vitin 2007-2009 u kërkua të ratifikohet se: (Ogg, J., 2007; Gibbard, P. L., et. al., 2010.):

1) *baza e Serisë/Epokës së Pleistocenit të ulej, duke përfshirë në të stadin/moshën Gelasian dhe si GSSP të përcaktohet në Monte San Nikola, që është njëkohësisht dhe baza e Gelasianit;*

2) *baza e Sistemit/Periudhës Kuaternare, dhe Kufiri Neogjen – Kuaternar, caktohet formalisht nga GSSP Monte San Nicola dhe korespondon me bazën e Pleistocenit dhe Gelasianit*

3) *Me këto vendime Gelasiani transferohet nga Plioceni në Pleistocen*

Korelimi kronostratigrafik global për Sistemin/Periudhën Kuaternare (2,588 Milionë vjet deri sot)

Korelimi i referohet Tabelës Gjeokronologjike të vitit 2011, të publikuar nga Nënkomisioni mbi Kuaternarin i ICS (IUGS), në bashkëpunim me Komisionin mbi Stratigrafinë dhe Kronologjinë SACCUM (INQUA) (Subcommission on Quaternary Stratigraphy (SQS) 2011)

Sistemi i pranuar për ndërtimin e tabelës dhe kronografinë e bazën e Kuaternarit është ndarja formale kronostratigrafike/gjeokronologjike. Rangu i Kuaternarit është ai i një Sistemi/Periudhe brenda Erathemit/Erës Kenozoike dhe Eonathemit/Eonës Fanerozoike.

Formalisht Sistemi/Periudha Kuaternare nëndahet në seritë/epokat Pleistocen dhe Holocen, Pleistoceni në nënseritë/nënepokat i poshtëm (ose i hershëm), i mesëm dhe i sipërm (ose i vonë), ndërsa Holoceni nuk ka akoma një ndarje. Megjithatë edhe kufinj të ndarjeve Pliocenike janë akoma informale.

Duhet thënë se përveç problemit të përcaktimit formal në tabelë, Kuaternari ka pasur edhe probleme të emërimit.

Duke qenë se kur termat Primar, Sekondar dhe Terciar, u hoqën nga përdorimi, pati shkencëtarë që e konsideruan edhe termin Kuaternar si diçka arkaike, dhe tentuan ta ndryshojnë. Ndër më të përmendurit kanë qenë emërtimi paralel i përdorur nga shkencëtarët sovjetikë “Anthropogjen”, dhe propozimi i W.B. Harland në botimin e Universitetit të Cambrige, “A Geological Time Scale”, sugjeron përdorimin e termit Pleistogene, por në këtë rast Kuaternari mbetet si Nën/Erë (Sub/Era) dhe Pleistogjeni do të zinte atë vend që sot ka Kuaternari pra një Sistem/Periudhë brenda Erës Kenozoike, që përfshinte Pleistocenin dhe Holocenin (Gibbard, P. and van Kolfschoten, T. 2004).

I.2. Pleistoceni dhe Holoceni

Klasifikimi dhe interpretimi i këtyre dy ndarjeve kohore gjeologjike, ka ndezur përherë një debat të fortë mes shkencëtarëve.

Emërtimet Pleistocen dhe Kuaternar fillimisht kanë qenë dy sinonime që përcaktonin periudhën kohore të cilësuar si Mosha e Akujve (Ice Age). Mirepo ndërsa Pleistoceni përkufizohej si periudhë Postpliocenike, Kuaternari përfshiu brënda Pleistocenin dhe periudhën kohore, që Lyell (Charles Lyell 1830) e emërtoi si “Recent”, e cila prej vitit 1885 në IGC e tretë, mbajtur në Bolonja u emërtua Holocen, emër të cilin e mban edhe sot.

Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years v. 2011

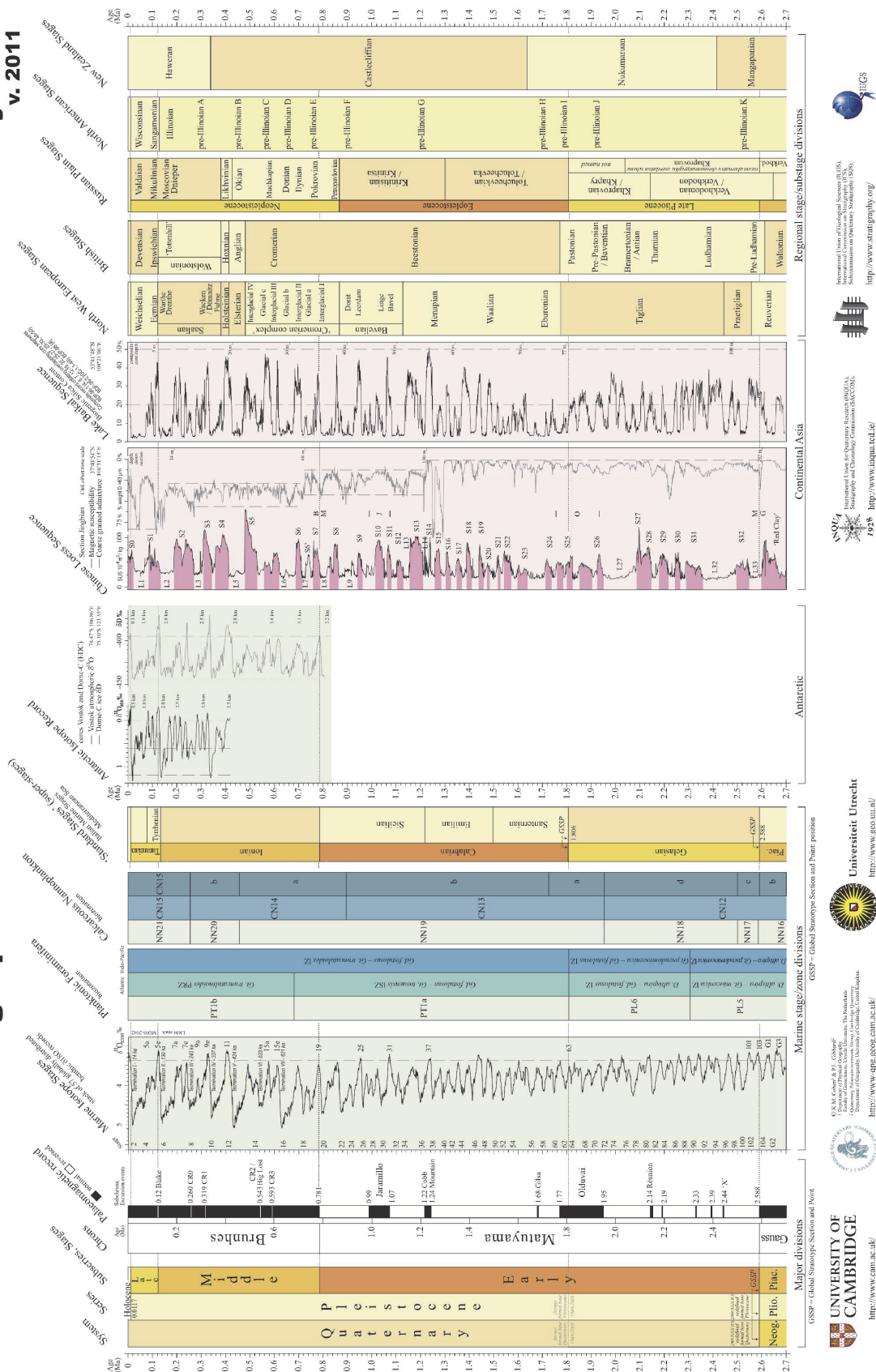


Figure 1. Tabela Gjeokronologjike e vitit 2011-Kuatarnari (sipas Subcommission on Quaternary Stratigraphy 2011)

1.2.1. Pleistoceni

Nëndarjet e Pleistocenit siç u theksua dhe më lart janë ende joformale. Dy janë format e propozuara deri me sot për ndarjen e serive Pleistocenike.

Klasifikimi më i përhapur ka qenë ai që e ndan Pleistocenin në tre pjesë, në të Poshtëm (Lower), të Mesëm (Middle) dhe të Sipërm (Upper). Ky sistem nëndarjesh ka filluar të përdoret nga viti 1930, dhe është zyrtarizuar nga INQUA në kongresin e dytë të saj mbajtur në Leningrad (BRSS) në vitin 1932.

Por ka pasur dhe një propozim për ta ndarë Pleistocenin në Eopleistocen që përfshinte Pleistocenin e poshtëm, dhe Neopleistocen që bashkonte brenda një ndarjeje të vetme Pleistocenin e mesëm dhe të sipërm.

Në vitin 2008, pas një Moratoriumi dhjetëvjeçar, të vendosur për çështjen e ndarjeve të njësive të Kuaternarit në IGC 33-të, mbajtur në Oslo u parashtruan disa propozime për përcaktimin e kufirit të poshtëm të Kuaternarit, pozicionin e Pleistocenit dhe Holocenit, si dhe nëndarjet e këtyre të fundit.

Sipas vendimeve të IGC së Londrës së vitit 1948, kufiri i poshtëm i Pleistocenit (kufiri Paleocen – Pleistocen), do të qe njëkohësisht dhe kufi i poshtëm i Kuaternarit. Ky kufi siç është thënë më lart, fillimisht u përcaktua në Vrika (Vrica) të Italisë në bazë të kriterëve litostratigrafike (E. Aguirre and Q. Pasini 1985). Fillimisht ky kufi u datua 1.604 Mv, dhe më vonë u krye një kalibrim që e saktësoi këtë datim në 1.806 Mv (Philip L. Gibbard, et al. 2010).

Mirëpo faktet e mëvonshme që nxorren në dritë se ftohja kishte nisur që në Tercierin e vonshëm pra në Neogjen, sugjeruan se kufiri i poshtëm i Kuaternarit, e njëkohësisht ai i Pleistocenit duhej vendosur më thellë në kohë. Bazuar në Stadet e Izotopeve Detare (Marine Isotope Stage (MIS) G10 to MIS 96), u pa se ka pasur disa faza të rëndësishme ftohjeje mes 2.8 dhe 2.4 Mv të vërejtura në Atlantikun e Veriut (2.72 Mv), Kinë (2.6 Mv), Europën Veriperendimore (2.52 Mv) Zelandë e Re (2.4 Mv) (Philip L. Gibbard, et al. 2010), fakt i cili justifikonte caktimin e një kufiri të ri dysHEME. Kështu u vendos që brenda Pleistocenit të përfshihej e kati Gelasian që më parë i përkiste Pliocenit, dhe ky të ishte kufiri mes serive/epokave të Pliocenit dhe Pleistocenit.

Edhe kufiri i vjetër i përcaktuar në Vrika ka përsëri një rol të rëndësishëm për Pleistocenin. Edhe pse tani ai nuk përbën kufirin më të poshtëm, shërben për të ndarë kufirin mes dy njësive të Pleistocenit, Gelasianin nga Kalabriani, tashmë pjesë e nënserisë/nënepokës së poshtme të Pleistocenit.

Në vitin 2009, u pranua parimisht ndarja e Pleistocenit me tre nënseri/nënepoka që unë po i citoj me termin kate. Siç thamë kati “i Poshtëm” ka dy stade, atë Gelasian dhe atë Kalabrian, të dy me bazamente të përcaktuar në Itali. Gelasiani përcaktohet në Monte San Nicola, Sicili, 2.58 Mv, njëkohësisht dhe GSSP për të gjithë Kuaternarin, ndërsa Kalabriani GSSP për bazamentin e njëkohësisht ndarjen me Gelasianin 1.8 Mv përcaktuar në Vrica të Kalabrisë, Itali, që historikisht në periudhën 1984-2009 shërbeu si GSSP për kufirin Pliocen-Pleistocen.

Kati “i Mesëm” i Pleistocenit përfshin stadin Jonian, ndërsa kati “i Sipërm”, përfshin stadin Tarantian. Në tavan të Tarantianit, ndahet Seria e Pliocenit nga ajo e Holocenit, që deri më sot është formalisht i njohur si seria e fundit e Kuaternarit, e njëkohësisht si njësia gjeokronologjike, në të cilën jemi duke jetuar.

I.2.2. Holoceni

Fundi i Pleistoceni shënohet rreth 12 mijë vjet më parë, ose më saktë sipas kalibrimit të kryer aty nga vitet 1950, 11,500 vjet (Philip L. Gibbard, et al. 2010). Holocen do të thotë “Krejt e fundit”, dhe përfaqëson intervalin e fundit kohor të historisë së tokës, përfshirë dhe ditët e sotme. Termi u përdor së pari prej Gervais në librin e tij “*Zoologie et paleontology générales: Nouvelles recherches sur les animaux vertébrés et fossiles*” (Zologji dhe paleontologji e përgjithshme; kërkime të reja për kafshët vertebrorë dhe fosilet) botuar në vitin 1867 Paris.

Sinonime për Holocenin në rrjedhën e historisë së mendimit gjeologjik, kanë qenë edhe “Recent” apo “Modern”. Për disa kohë, edhe termi Flandrian, që kishte parasysh sedimentet e transgresionit detar në bregun e Belgjikës, është përdorur si sinonim i Holocenit, por pak nga pak është hequr dorë nga këta dy terma.

Holoceni pason mbarimin e akullzimit të fundit, i cili njihet me emra të ndryshëm në zona të ndryshme të Tokës, por që në sekuencat e Alpeve njihet si Würmian (Vyrman), dhe që mendohet se vazhdoi mes 24,000-10,000 vjet, pra e thënë ndryshe Holoceni në fakt është një periudhë interglaciale që ndjek periudhën e fundit glaciale.

Gjatë LGM (Last Glacial Maximum), rreth 21,000 vjet më parë, niveli i detit, krahasuar me sot ishte 125 ± 5 metra më poshtë. Midis 21,000 dhe 7,000 vjetëve më parë niveli u ngrit me 120 metra, pra me një temp prej 1 metër për shekull. Brenda këtij trendi ka pasur edhe periudha me ngritje më të shpejtë, prej 4 metrash në shekull të nivelit të detit (Douglas Benn & David J.A. Evans 2010). Ky proces ka ndodhur në të gjithë hapësirën gjeografike, në veri të paralelit, 40 gradë, paralel i cili kalon edhe nëpër Shqipëri duke prerë pjesën kontinentale të vendit, në veri të Sarandës, ekzaktësisht në fshatin Lukovë.

Deri kohët e fundit nëndarjet e përdorura ishin terma të bazuar në interpretimin e ndryshimeve klimaterike. Në rend kronologjik ato quhen pre-Boreal, Boreal, Atlantik, sub-Boreal dhe sub-Atlantik.

Ky klasifikim i përdorur gjërësisht në Europë dhe është përhapur mjaft nëpërmjet datimeve absolute me anën e C14, njihet ndryshe si klasifikimi Blytt dhe Serander, për nder të dy studiuesve danezë Alex Blytt dhe Rutger Serander, që nga studimi i pavarur i torfave në bregdetin danez mes viteve 1876 (Blytt) dhe 1908 (Serander), hodhën bazat e këtij klasifikimi.

Përdorimi i teknikave të datimit me C14, ka çuar në një ndarje të imët të depozitimeve të Holocenit në Europë.

Holoceni u nda formalisht vetëm pak kohë më parë. Ndarja formale që u ratifikua nga prej IUGS bazuar në Maj të vitit 2018 sipas propozimit të ISQS, është si më poshtë:

1. Stadi/Mosha Greenlandian = Nënseria/Nënëpoka Holocen i Poshtëm/i Hershëm. Stratotipi kufi (GSSP): NorthGRIP2 ice core, Grenlandë. Mosha: 11,700v (P.e.s., viti referencë 2000).
2. Stadi/Mosha Northgripiian = Nënseria/Nënëpoka Holocen i Mesëm. Stratotipi kufi (GSSP): NorthGRIP1 ice core, Greenland. Stratotipi Global Ndihmës: Gruta do Padre Cave speleothem, Brazil. Mosha: 8326v (P.e.s., viti referencë 2000).
3. Stadi/Mosha Meghalayan = Nënseria/Nënëpoka Holocen i Sipërm/i VonëHolocene Subseries/Subepoch. Stratotipi kufi (GSSP): Mawmluh Cave speleothem, Meghalaya, India. Stratotipi Global Ndihmës: Mount Logan ice core, Canada. Mosha: 4250v (P.e.s., viti referencë 2000). Ndarjet përcaktohen nga Seksione dhe pika Stratotope Globale (GSSPs) gjë që tregon se ato janë ndarë në sekuenca sedimentare. Këto ndarje u propozuan prej Walker, M., et al. (2018)

I.3. Antropoceni

Zyrtarisht, njeriu jeton në nënepokën e Holocenit, e cila vazhdon prej 12,000 vjetësh. Mirëpo kohët e fundit ka patur disa propozime, se tashmë Holoceni ka përfunduar, dhe duhet propozuar status i një ndarjeje të re kohore e cila e zëvendëson atë.

Antropoceni është term i përdorur së pari nga Crutzen dhe Stoermer, në vitin 2000 (Crutzen, P.J., Stoermer, E.F., 2000) dhe përforcuar sërish nga Crutzen (2002). Ky i fundit thotë:

“For the past three centuries, the effects of humans on the global environment have escalated. Because of these anthropogenic emissions of carbon dioxide, global climate may depart significantly from natural behaviour for many millennia to come. It seems appropriate to assign the term ‘Anthropocene’ to the present, in many ways human-dominated, geological epoch, supplementing the Holocene — the warm period of the past 10–12 millennia.

The Anthropocene could be said to have started in the latter part of the eighteenth century, when analyses of air trapped in polar ice showed the beginning of growing global concentrations of carbon dioxide and methane. This date also happens to coincide with James Watt’s design of the steam engine in 1784. - Gjatë tre shekujve të fundit, ndikimi i njeriut mbi ambientin global është shtuar. Për shkak të emetimeve njerëzore të dioksidit të karbonit, klima globale ndryshon shumë nga ajo e mijëra vjetëve më parë. Duket e drejtë ta quajmë me termin “Antropocen” të sotmen, në shumë forma të dominuar nga njeriu, për të zëvendësuar Holocenin-periudhën e ngrohtë të 10-12 mijë vjetëve të fundit.

Antropoceni mund të thuhet se ka filluar në pjesën e vonë të shekullit të tetëmbëdhjetë, kur dhe analizat e ajrit të mbetur në akujt polarë tregojnë fillimet e rritjes së përqendrimit global të dioksidit të karbonit dhe metanit. Ky datim duket se përputhet me projektimin e motorit me avull prej Xheims Vat (James Watt) në 1784 (Crutzen P. J. 2002. Geology of mankind. Nature 415: p. 23).

Crutzen dhe Stoermer (2000) e arsyetojnë kështu datimin e këtij kufiri Holocen-Antropocen:

To assign a more specific date to the onset of the “anthropocene” seems somewhat arbitrary, but we propose the latter part of the 18th century, ... This is the period when data retrieved from glacial ice cores show the beginning of a growth in the atmospheric concentrations of several “greenhouse gases”, in particular CO₂ and CH₄. ... About at that time, biotic assemblages in most lakes began to show large changes. – Të caktosh një datë specifike për fillimin e “antropocenit” duket mjaft arbitrare, por ne propozojmë pjesën e fundit të shekullit të 18-të Në këtë periudhë të dhënat e

marra nga mbulesa e akujve tregon për një rritje të përqëndrimit në atmosferë të disa “gazeve serë”, në veçanti të CO_2 dhe CH_4 Në këtë kohë dhe bashkëshoqërimet biotike në pjesën më të madhe të ligeneve fillojnë të shfaqin ndryshime të ndjeshme.” (Crutzen, P.J., Stoermer, E.F., 2000. The Anthropocene. IGBP Newsletter 41, 12).

Në fakt, një numër propozimesh janë bërë për të përcaktuar kohën kur fillon Antropoceni, bazuar në kritere të ndryshme për të dalluar se kur fillon raca njerëzore të ketë ndikim në ekosistemet e Tokës.

Smith dhe Zender (2013) kanë bërë një studim të detajuar të propozimeve që kanë bërë studiues të ndryshëm mbi datimin e kufirit Holocen Antropocen, bazuar në kritere të ndryshme analize.

Propozimi i parë është ai i iniciuesve të përdorimit të termi “Antropocen” të sipërpërmendur, të cilët propozojnë, siç thamë, fundin e shekullit të 18-të, si kohë për vendosjen e kufirit mes dy nënëpokave Holcen dhe Antropocen. Ky propozim mbështetet në shkakun se “... gjatë këtyre dy shekujve efektet e aktivitetit njerëzor janë të ndjeshme në shkallë globale...” (Crutzen, P.J., & Stoermer, E.F., 2000).

Crutzen dhe Stoermer (2000) shenjat e fillimit të Antropocenit i shikojnë në ndryshimet në atmosferën e Tokës (rritje të sasisë së gazeve serë), e cila fillon të shfaqë luhatje në atë periudhë kohore.

Propozimi i dytë i marrë në konsideratë nga Smith, B.D., Zeder, M.A., (2013) është ai i hedhur nga pedologët italianë Certini and Scalenghe të cilët në vitin 2011 në artikullin e tyre “Anthropogenic soils are the golden spikes for the Anthropocene” [*Dherat e antropogjenikë janë piketat e arta për Antropocenin*] e hedhin poshtë argumentin e Crutzen dhe Stoermer për datimin dhe për mbështetjen e këtij datimi mbi të dhënat atmosferike. Ata propozojnë një datë më të hershme për fillimin e Antropocenit. Sipas tyre Antropoceni ka filluar 2000 vjet më parë, pra njëkohësisht me fillimin e historisë të Erës së re. Sipas tyre datimi duhet të fillojë prej përdorimit si shënjeshtë të tokave të alteruara nga njeriu për qëllimet e tij.

Një propozim i tjetër i cituar, ishte bërë prej Ruddiman dhe Thomson në artikullin “The case for human causes of increased atmospheric CH_4 over the last 5000 years” [*Shkaqet humane që çuan në rritjen e metanit në atmosferë gjatë 5000 vjetëve të fundit*] në vitin 2001. Sipas autorëve propozimi i kryer nga Crutzen dhe Stormer nuk ishte i saktë, sepse rritja e përmbajtjes së gazit metan në atmosferë ishte mjaft më e hershme.

Ata paraqesin pesë faktorë që kanë çuar në këtë rritje (1) mbeturinat njerëzore (2) emetimi prej mbetjeve të gjallesave (mbeturinat e kafshëve) (4) djegja sezonale e biomasës (5) orizoret.

Këta nuk përmendin në fakt termin Antropocen, por theksojnë për “një erë më të hershme të impaktit antropogjenik”, që fillon dhe 5,000 vjetë më parë e zgjat deri në Revolucionin Industrial.

Christopher Doughty et al., (2010) paraqesin një fakt që ka ndikuar në ngrohjen globale, dhe ka ndodhur në periudhën prej 13,800-1,000 vjet më parë.

Është vërejtur një rritje e sasisë së polenit të është vërejtur në Alaska dhe në hapësirën kufitare të Kanadasë (Yukon) e cila sipas autorëve ka ndikuar në një ngrohje globale prej $1^{\circ}C$. Rritjen e polenit, autorët e lidhin me shfarosjen e mamuthëve, të cilën i'a dedikojnë

veprimtarisë së “njeriut gjahtar”. Zhdukja e mamuthëve ka çuar në pakësim të barëngrënësve dhe përkon në kohë me tendencën rritëse të sasisë së polenit të mështenkave.

Pavarësisht këtyre hipotezave të kufinjve të ndryshëm kohorë, Smith dhe Zeder (2013) rendisin argumentat për faktin sepse sipas tyre, fillimi i Revolucionit industrial përbën një kufi më të pranueshëm për të deklaruar fillimin e Antropocenit. Ata duke u bazuar në mjaft autorë, e propozojnë këtë kufi, të paktën jo si GSSP, por si një interval kohor, referimi i këtij kufiri.

Termi, përkrahet nga shumë gjeologë, e madje dhe nga vetë Nënkomisioni për Stratigrafinë e Kuaternarit (SQS - Subcommission on Quaternary Stratigraphy), në dokumenta dhe punime të anëtarëve të të cilit, shprehet hapur mbështetja për njohjen së shpejti nga ky komision i nëndarjes së re pasuese të Holocenit.

Në këtë kuadër, pranë këtij SQS funksionon prej vitit 2009 një grup pune mbi Antropocenin (WGA) i cili nxit dhe publikon në vazhdimësi të dhënat e reja të cilat e mbështesin idenë e një ndarjeje të re gjeologjike, me qëllimin kryesor:

“...To examine the status, hierarchical level and definition of the Anthropocene as a potential new formal division of the Geological Time Scale – Të shqyrtojë statusin, nivelin hierarkik dhe përkufizimin e Antropocenit si një ndarje e re formale e mundshme në Shkallën Kohore Gjeologjike..”(Antropocene Working Group (2009)

Kapitulli II.

Faktorët që çuan në fillimin e periudhës kuaternare, dhe proceset që rrodhën prej tyre.

II.1. Ndryshimet klimaterike gjatë Kuaternarit

Studimet vënë në dukje lidhjen e depozitimeve kuaternare me fillim e periudhave glaciale-interglaciale globale. Një ftohje e parë e madhe madhe ka ndodhur 2.58 milionë vjet më parë (2.58 Ma), dhe kjo është sot event i më i hershëm i ftohjes së klimës të regjistruar në Pleistocen.

Kufiri i poshtëm i epokës së Pleistocenit, i përcaktuar njëkohësisht si dysHEME për Kuaternarin, vendoset 2.7 Ma më parë, me zhdukjen e shenjave të fundit të katit Piacencian, që tashmë konsiderohet si i fundit i Pliocenit dhe fillimin e shenjave të para të ftohjes klimatike që pasoi.

Eventi global që shkaktoi fillimin e këtyre ndryshimeve klimaterike, ishte afrimi i dy Amerikave i cili nisi 3.2 Ma më parë, dhe përfundoi me mbylljen e Istmit të Panamasë. Kjo ngjarje bllokoi lëvizjen e rrymave të ngrohta në Atlantik, që lëviznin sipas ekuatorit, dhe drejtoi për nga ekuatori rrymat e ftohta që vinin nga gjatësitë e mëdha gjeografike të Polt të Veriut.

Mbyllja e Istmit të Panamasë përfundoi pikërisht 2.7 Ma më parë dhe mendohet se i vuri vulën në ndryshimet klimaterike të ndodhura në kufirin mes Pliocenit dhe Pleistocenit. Kjo kulmoi me lëkundjet klimaterike të ndodhura në epokat glaciale-interglaciale.

Ndryshimet klimaterike kanë ushtruar ndikimin parësor në depozitimet e Kuaternarit nëpërmjet nxitjes së një sërë procesesh, si ndryshimi i nivelit eustatik të detit dhe reboundi izostasik i ardhur nga shkrirja e akullnajave në periudhat interglaciale. Këto procese kanë ndikuar në rimodelimin e gjeomorfologjisë së terrenit, në rritjen dhe zvogëlimin e hapësirës së akomodimit të sedimenteve, dhe në mbizotërimin ose pakësimin e njërës apo tjetrës gjenezë të sediment-depozitimit.

Këto luhajtje të nivelit të detit, të kombinuara me ndryshime izostasike të kontinenteve, janë komponentet më të rëndësishme të ndryshimit të nivelit të detit. Ato nuk janë fenomene të veçuara që i përkasin vetëm periudhës së fundit glaciale interglaciale (Shennan, I., et al. 2012).

Periudhat e variacioneve klimaterike, kanë çuar në zhvillimin e periudhave glaciale, të ndara nga njëra-tjetra prej periudhash të ngrohta interglaciale. Seria e Holocenit, fillon dhe zhvillohet në një periudhë interglaciale, e cila shënon fundin e Pleistocenit. Seria e Pleistocenit përfshin brenda vetes të gjitha periudhat e ashtuquajtura glaciale, pra të ftohjes së klimës.

Në përgjithësi numërohen 5 të tilla, megjithëse nga studimet e dhjetëvjeçarit të fundit, ka të dhëna të qarta për më shumë se 30 evente të luhajtjes së temperaturës gjatë Pleistoceint, pra të 30 periudhave glaciale (Nelson, S.A. 2011).

Glaciali i fundit ka përfunduar rreth 20 mijë vjet më parë. Ciklet glacialë-interglacialë kanë pasur një përsëritje me kohëzgjatje të ndryshme. Kështu gjatë 1 milion vjetëve të fundit

rezulton që çdo cikël glacial-interglacial të ketë zgjatur të paktën 100,000 vjet, por më parë kohëzgjatja e cikleve ishte 40,000 vjet (Nelson, S.A. 2011).

Ky proces është shoqëruar me ulje dhe ngritje të nivelit të detit për arsyt e mëposhtme:

- Gjatë glacialëve masa kontinentale ishte e shtypur nën peshën e akullit, ndërsa një pjesë e madhe e ujrave ishte e shndërruar në akull e për pasojë niveli i detit ishte më i ulët
- Gjatë periudhave interglaciale niveli i detit ishte më i lartë prej shkrirjes së akujve, por edhe zonat e mbuluara nga akulli gjatë një glaciali, gjithashtu janë ngritur për shkak të humbjes së peshës së akullit.

Por ndryshimi i nivelit të detit për shkak të ulje-ngritjeve eustasike duhet të ketë qenë më i lartë sesa ndryshimi i ulje-ngritjes së kontinenteve për shkak të kundërpërgjigjes isostazike.

Fillimi i periudhave akullnajore që shënojnë fillimin e Pleistocenit e bashkë me të dhe të Kuaternarit, përbëjnë në vetvete një ndryshim global të klimës në tokë.

Eventi global që shkaktoi fillimin e këtyre ndryshimeve klimaterike, ishte afrimi i dy Amerikave i cili nisi diku 4.2 Mv më parë, me shfaqjen e Istmit të Panamasë. Kjo ngjarje bllokoi lëvizjen e rrymave të ngrohta në Atlantik dhe drejtoi aty rrymat e ftohta që vinin nga gjatësitë e mëdha gjeografike të Polit të veriut. Kjo hipotezë u hodh së pari nga Peter K. Weyl, në vitin 1968 (Haug, G.H. & Keigwin L.I.D. 2004).

Krijimi i Istmit filloi rreth 4.2 Mv më parë dhe solli dalëngadalë eventet e kalimit nga një Pliocen i sipërm me klimë të ngrohtë, në një Pleistocen të ftohtë i cili filloi 2.7 Mv më parë mendohet se vuri vulën në ndryshimet klimaterike të ndodhura në kufirin mes Pliocenit dhe Pleistocenit. Kjo kulmoi me lëkundjet klimaterike të ndodhura në epokat glaciale-interglaciale.

Këto fakte ndikuan në ritjen e presionit të studiuesve të Kuaternarit, gjë që ndikoi në vendimin për zbritjen e kufirit Plio-Pleistocen nga 1.8 Mv në 2.7 Mv, gjë që do ndihmonte në paraqitjen më të mirë të këtyre ndodhive.

Për shkak të dëndësisë së periudhave glaciale dhe interglaciale Kuaternari është konsideruar si intervali i oshilacioneve klimaterike.

II.2. Periudhat glaciale dhe interglaciale

Periudhat glaciale dhe interglaciale nuk është se janë shfaqur për herë të parë gjatë Pleistocenit, por nuk ka të dhëna se ato janë shfaqur më parë me këtë shpeshtësi.

Sipas Nelson (2011), prej të dhënave të depozitimeve glaciale dhe shenjave të erozionit glacial, ka qenë e mundur të dokumentohen 4 akullnajzime gjatë Pleistocenit. Por studime në sedimentet e thellësisë së detit, sugjerojnë për të paktën 30 akullnajzime të ndodhura gjatë Pleistocenit. Të dhënat vijnë nga studimi i fosileve të gjetura në shtresat e detit të thellë. Rezultatet kanë dalë nga studimi i izotopeve të oksigjenit.

Sipas Gibbard dhe Van Kolfschoten (2004), për pjesën më të sipërme e Kenozoikut ka një traditë të përcaktuar të ndarjes së sekuencave sedimentare në bazë të ndryshimeve klimaterike që ato shfaqin, sidomos sekuencat që bazohen në depozitimet glaciale të Europës Qendrore. Ky përcaktim është përdorur nga studiues të sekuencave kontinentale sepse dukej e arsyeshme ndarja e sekuencave stratigrafike në glaciale dhe interglaciale. Këto ndarje kanë qenë plotësisht të bazuara në karakterin litologjik.

Kjo mënyrë përcaktimi vazhdon të jetë edhe sot baza e ndarjeve sepse edhe metodat modern të ndarjeve nëpërmjet fazave sekuenciale izotopike të sedimenteve oqeanike, mbështetet po në këtë parim.

Që në fillimet e shekullit të XX, ka nisur përpjekja për klasifikimin e fazave glaciale dhe interglaciale, dhe në vitin 1909 Eduard Brücker, në veprën e tij “*Die Alpen im Eiszeitalter*” (Alpet në kohën e akullnajave) paraqiti këto klasifikime të sekuencave glaciale-interglaciale. Ky klasifikim për sekuencën e Alpeve jepet në tabelën 1:

Tabela 1. Klasifikimi i fazave glaciale dhe interglaciale, sipas Brücker, E. (1909).

Ngjarja	Emërtimi	Lloji i fazes
<i>Akullzimi Würm</i>	<i>Würmian</i>	<i>Glaciale</i>
<i>Riss-Würm</i>		<i>Inreglaciale</i>
<i>Akullzimi Riss</i>	<i>Rissian</i>	<i>Glaciale</i>
<i>Mindel-Riss</i>		<i>Interglaciale</i>
<i>Akullzimi Mindel</i>	<i>Mindelian</i>	<i>Glaciale</i>
<i>Giinz-Mindel</i>		<i>Interglaciale</i>
<i>Akullzimi Giinz</i>		<i>Glaciale</i>
<i>Donau-Giinz</i>		<i>Interglaciale</i>
<i>Akullzimi Donau</i> <i>?Akullzimi Biber</i>		<i>Glaciale</i>

Pra sipas këtij klasifikimi për Alpet, Brücker dalloj 5-6 faza akullzimi në sekuencën Alpine, sekuencë e cila ka ndikim më të madhe edhe në ngjarjet gjeologjike që kane kaluar Albanidet gjatë periudhës Kuaternare.

Sot po bëhen përpjekjet për ta ndryshuar këtë skemë të klasifikimit të sekuencave, pasi ajo vërtetohet vetëm në fakte lokale, dhe nuk mund të zbatohet njësoj në të gjithë globin. Alternativa është ajo e rekordeve nga izotopet detare.

Ndarja në bazë të cikleve glaciale interglaciale bazuar në metodën e klimokronologjisë, zëvendësohet me ndihmën e stadeve sipas izotopeve detare, me metodën kronostratigrafike, e cila në gjeologji është një kriter bazë i ndarjeve të kolonës gjeologjike. Por përse i përket depozitimeve kontinentale, ndikimi i ndryshimeve kliaterike është mjaft i ndjeshëm prandaj dy metodat duhen kombinuar për një përcaktim të saktë, me rezolucion të lartë.

Studimet botërore po synojnë që rezolucioni i studimit të shkojë deri në ndarje një vjeçare.

Është mjaft e rëndësishme të përcaktohet çfarë nënkupton termi glacial dhe interglacial.

Përcaktimi më i mirë i fazave glaciale dhe interglaciale po bëhet sot nëpërmjet izotopeve detare. Kjo metodë merr në konsideratë dy izotopet kryesore të oksigjenit, të cilat ngelen të bllokuar në bulbat e ajrit brenda akujve të kesulave polare. Izotopi ^{18}O konsiderohet si i rëndë, ndërsa ai ^{16}O , më i lehtë. Të dy izotopet janë stabil dhe jo radiogjenë, kështu që raporti i tyre është qëndron konstant me kalimin e kohës.

Matja e raportit të këtyre izotopeve ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) në oqeanë, jep të dhëna mbi klimën në momentin e dhënë. Izotopi ^{16}O si më i lehtë, ai mund të avullojë sëbashku me ujrat e oqeanit, dhe në këtë formë të përqëndrohet në këto ujëra nëpërmjet reshjeve që bien mbi kontinente. Kjo bën që ^{18}O , të mbetet i përqëndruar në ujin e oqeanit.

Në kushtet e një klime normale ^{16}O e humbur nga avullimi i kthehet përsëri oqeanë nëpërmjet reshjeve dhe rrymave ujore që derdhen në to, kështu që raporti $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, metet konstant, por gjatë periudhave të akullzimeve, një pjesë e ^{16}O ngelet e mbërthyer në akuj dhe i mungon buxhetit oqeanik. Kështu që vlera e raportit $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ rritet.

Gjatë interglacialit, nga ana tjetër, ^{16}O e mbërthyer në akujt glaciale kthehet në oqean duke shkaktuar rënie të raportit $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ në ujrat e oqeanit (Stephen, N.A. 2012).

Studiuesit rendisin disa shkaqe për ndryshimet klimatike, dhe lindjen apo shkrirjen e akullnajave, gjë që shkakton fillimin apo përfundimin e fazave të akullzimeve.

Më sipër është përmendur lëvizja e pllakave, që ka qenë shkak primar i fillimit të ndryshimeve klimatike në pjesën e sipërme të Kenozoikut, që u shkaktoi edhe dallimin mes Pliocenit (Neogjen) dhe Pleistocenit (Kuaternar), si një kalim nga një periudhë më e ngrohtë në një periudhë akullnajash, sepse kjo lëvizje ndikoi në ndryshimin e qarkullimit të ujrave në oqeanë.

Variacionet e shkaktuara nga lëvizja e pllakave kanë kohëzgjatje të madhe në klimë e cila shkon edhe deri në 10 milionë vjet.

Nëpërmjet lëvizjes së pllakave, në një kontinent, klima ftohet, kur kontinenti lëviz drejt poleve ose ngrohet kur kontinenti lëviz drejt ekuatorit.

Ndryshimet me periudha më të shkurtëra në klimë mendohet të kontrollohen nga variacionet e sasisë të rezatimit diellor që mbërrin në tokë, të cilët shkaktohen si prej faktorëve astronomikë ashtu edhe prej atyre atmosferikë.

Si faktorë astronomikë renditen variacioni i eksentricitetit të orbitës së Tokës rreth Diellit, variacioni i animit të aksit të Tokës, variacioni i lekundjes së tokës në aksin e saj.

Në ciklet glaciale dhe interglaciale është vërejtur një ngjashmëri e periodave me ato të efekteve të kombinuar të fenomeneve astronomikë (Ciklet e Milankovitch) të sipërpërmendur (Stephen, N.A. 2012). Ndër faktorët atmosferikë renditen ndryshime që ndikojnë në përbërjen e atmosferës së tokës, një ndër të cilët u përmend më lart në shpjegimin e raportit $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, i cili lidhet me fazat glaciale/interglaciale, por gjithashtu ndikim kanë edhe të ashtuquajturat gaze serë (greenhouse).

Gazet kryesore serë janë dioksidi i karbonit (CO_2) dhe metani (CH_4). Sasia e tyre nga matjet rezulton të ishte më e ulët sesa gjatë episodeve interglaciale. Në pjesën ku u fol për

Antropocenin, matja e vlerave të këtyre gazeve përbënte një argument për propozimet mbi caktimin e kufirit të poshtëm të kësaj nënperiudhe, ende joformale, në tabelën gjeokronostratigrafike.

Edhe sasia e pluhurit, ka fakte se lidhet me periudhat glaciale/interglaciale, kështu gjatë akullzimit të fundit, kjo sasi ishte më e lartë në atmosferë sesa në periudhat interglaciale, gjë që ndikon në sasinë e nxehtësisë së reflektuar mbrapsht nga Toka drejt hapësirës.

Megjithatë mbetet problemet sqarimi i faktit nëse sasia e lartë e pluhurit është shkak apo pasojë i një faze akullzimi (Stephen, N.A. 2012).

Faktorë të tjerë, me ndikim më të ulët, por mbase më të paparashikueshëm dhe më të dhunshëm mund të konsiderohen luhatjet e sasisë të energjisë diellore, nga vetë procese të brendshme të Diellit, si dhe shpërthimet e fuqishme vullkanike, të cilat mund të shtojnë sasira të konsiderueshme pluhuri në atmosferë, që si pasojë mund të çojnë drejt një ftohje globale.

Ndër fushat ku është përqëndruar studimi mbi variacionet klimaterike gjatë Holocenit ka qenë ajo e periodicitetit të tyre dhe ndikimit në depozitimet në zonën bregdetare. Në mënyrë të përmbledhur, këto studime janë paraqitur nga Proust J-N., et al. (2013). Sipas këtyre autorëve kërkimet e fundit tregojnë për variacione të shpeshta klimaterike, me origjinë, shkaqe dhe frekuencë të ndryshme.

Studimet bashkëkohore kanë pasur qëllim identifikimin dhe vlerësimit më të mirë sasior të ndikimit të ndryshimeve të klimës mbi funksionimin e morfosedimentar të ambientit bregor. Është e qartë tashmë se në rangun e një cikli glacial-interglacial, ndryshimet klimaterike të kombinuara me rritjen e nivelit të detit janë përcaktuese si në prodhimin sasior ashtu dhe natyrën e sedimenteve (raportin mes depozitimeve me natyrë silicoklastike dhe atyre me natyrë bioklastike). Gjithashtu dhe ndarja e zonave të stokimit ose erozionit të sedimenteve (luginave të gërryerjes, deltave, estuareve), lidhet drejtpërdrejtë me ndryshimet klimaterike.

Përfundimet e dala nga kërkimet për gjysmën e dytë të Holocenit (6.5 Mv e kënde), tregojnë se klima ndryshon pak a shumë me cikle periodike të shkallës të disavjeçarëve deri mijëvjeçare (kështu për oqeanin Paqësor ciklet e dalluara janë: El Nino-Southern Oscillation [ENSO, çdo 2-5 vjet], Pacific Decadal Oscillation [PDO, çdo 20-30 vjet]; për Oqeanin Indian: Indian Ocean Dipole [IOD, i çrregullt]; për Oqeanin Atlantik: North Atlantic Oscillation [NAO, çdo 5, 8 dhe 20 vjet] Atlantic Multidecadal Oscillation [AMO, çdo 40-80 vjet, “Eventet e fryrjes”, çdo 1500 vjet] (Proust, J.N., et al, 2013).

Ndryshimet mijëvjeçare (Eventet e fryrjes) është dalluar se kanë një ndikim më të madh mbi sedimentimin bregdetar. Të dalluara në zonën e Atlantikut verior, këto ndryshime karakterizohen nga një shtrëngim klimaterik i shënuar prej ftohjes të përgjithshme dhe intensifikimit të shtrëngatave. Shtrëngesa të tilla zgjatën disa shekuj (rreth 1500 vite). Periudha e Vogël Akullnajore është pasojë e këtyre ngjarjeve. Shembujt e shumtë përgjatë brigjeve europiane tregojnë se si pasojë e këtyre shtrëngimeve klimaterike, kanë ndodhur lëvizje të fuqishme sedimentare në bregdet që janë origjina e përmbysjeve të thella dhe të vazhdueshme të peisazhit, të materializuar veçanërisht në shkatërrimin, dhe/ose zhytjen e barrierave litorale (Billeaud, I., et al. 2009).

Në një shkallë nga disavjeçare deri disadekadëshe, NOA [North Atlantic Oscillations] modulon ndikimin e dallgëve mbi brigjet franceze e kontrollon intensitetin dhe frekuencën e stuhive. Ai kontrollon në të njëjtën kohë reshjet, për llogari të prurjes së sedimenteve me origjinë lumore, dhe në veçanti sedimentet prej kur ato i janë shkëputur dominimit lumor deri

në dominimin detar në rastin e rrymave të forta në estuare. Në këtë shkallë kohore krahasuese, ja vlen të përmendet se cikli i baticave 4 vjeçar dhe 18.6 vjeçar ndikon në nivelin e veprimit të valëve dhe luan një rol të rëndësishëm mbi dinamikën e sedimentimit të barrierave litorale. (Proust, J-N., et al, 2013)

II.3. Ndikimi i fenomenit të eustazisë

Eustasia është term që u përdor për herë të parë nga gjeologu zvicerian Eduard Suess më 1888. Ai është një term mjaft i debatuar në literaturën bashkëkohore, i cili u ringjall në vitin 1977 prej Peter Vail (Simmons, M. 2012).

Termi eustazi i referohet ndryshimit të nivelit të detit në terma globale, në mënyrë të pavarur nga faktorët lokalë, dhe matet prej një pike të dhënë në qendër të tokës. Ai nënkupton një ndryshim global të nivelit të detit që mund të reflektohet në ndryshim të sasisë të ujit në oqean apo në ndryshim të përmasave dhe kapacitetit të basenit oqeanik.

Eduard Suess, një gjeolog austriak, e përmendi këtë për herë të parë në volumin e fundit të veprës së tij “Das Antlitz der Erde” botuar mes viteve 1885-1909. Si një mbështetës i teorisë së gjeosinklinalëve, ai dallonte dy tipa të lëvizjes atë negative të shkaktuar nga subsidenca hap pas hapi i dyshemë oqeanike si pasojë e kontraktimit global, që shkaktonte ulje të nivelit të detit, dhe atë pozitive, që shkaktohet nga lëvizjet e masave ujore që çonin në rritje të nivelit të detit, si pasojë e depozitimit të sedimenteve në dyshemenë oqeanike. Lëvizjet pozitive Suess i shikonte më të shpeshta se ato negative (Hallam, A. 1992).

Hans Wilhelm Stille, ishte një tjetër përkrahës i idesë së eustazisë, dhe në vitin 1944, ai mbështeti idenë se lëvizjet më të rëndësishme të vijës bregore, prekin të gjitha kontinentet në të njëjtën masë dhe njëkohësisht.

Idete e hedhura prej Stille, u kundërshtuan, në periudhën pas Luftës së Dytë Botërore, por më vonë rezultatet e studimeve oqeanografike e mbështetën këtë teori dhe treguan se ajo qëndronte për mekanizmin e ndryshimeve eustatike afatgjata. Punimet moderne mbi këtë temë mbështeten në aplikimin e koncepteve të stratigrafisë sekuenciale.

Një ndër shkaqet e ndryshimit të nivelit eustatik të detit është ndryshimi i klimës. Ngrohja globale sjell si pasojë shkrirje të akujve në kësulata polare dhe në majat e larta të maleve, e për pasojë ky ujë derdhet në dete duke shtuar sasinë e ujit në oqeanin botëror. E kundërta ndodh në rastin e periudhave të ftohta. Ky mekanizëm ka funksionuar edhe në kombinimet e fazave glaciale dhe interglaciale që kanë ndodhur gjatë Kuaternarit.

Studimi i ndryshimit të nivelit të detit, është mjaft i rëndësishëm në ditët e sotme. Ai konsiderohet si një ndër efektet me shkatërruese të shkaktuara prej një ndryshimi klimaterik. Sot në pranë brigjeve të detit janë përqëndruar 2/3 e qyteteve më të rëndësishëm së botës, dhe një ngritje e mundëshme e nivelit të detit do çonte në përmytjen e tyre. Gjithashtu një efekt tjetër do ishte intruzioni i ujërave të kripura në rezervuarët e ujërave të ëmbla të cilat gjenden në zonën bregdetare.

Katër periudha të rënies së shpejtë të nivelit të detit, janë identifikuar me ngjarje të rritjes së volumit të akujve. Këto tregojnë për periudha të ftohta që kanë favorizuar verë të ftohtë dhe dimra të ashpër të cilët janë shoqëruar me shkrirje të vogla dhe akumulim të borës.

Ndryshimi eustazik i nivelit të detit dallohet nëpërmjet studimit të cikleve transgresive dhe regresive. Të parat ndodhin në momentin kur deti përmbys territorin e kontinentit, dhe e dyta kur deti çliron territorin e kontinentit.

Megjithatë shpesh ndodh ngatërrimi i fenomenit të ndryshimit të pozicionit të nivelit relativ të detit, me ndryshimin e nivelit absolut të detit. Kjo ndodh sepse transgresioni dhe regresioni mund të lidhen edhe me fenomenin e uljes ose ngritjes së terrenit. Në këtë rast mund të mos shkaktohet ndryshim i nivelit eustatik të detit, por vetëm një ndryshim i pozicionit lokal të vijës bregore. Për këtë është e rëndësishme dallimi i ciklit nëse është transgresiv apo regresiv, nëpërmjet karakteristikave të tij. Për këto cikle dhe fazat specifike të secilit prej tyre do flitet në kapitullin pasardhës.

Niveli relativ i detit në hapësirat brenda apo pranë kufinjve të shtresave akullnajore të Pleistocenit shfaq një variacion të gjërë nga qindra metra deri në disa kilometra, sepse komponentet glacio-isostazikë ndryshojnë në bazë të historisë lokale të ngarkesës akullnajore. Kur trashësitë janë të konsiderueshme, edhe vlera e depresionit izostasik do jetë më e madhe sesa vlera e luhatje eustazike. Historinë e ndryshimit të nivelit të detit ndjek dhe ajo zgjerimit të sipërfaqes së shkëmbinjve të ekspozuar ndaj procesit të erozionit prej ngrirje-shkrirjes.

Nga studimet del se efektet eustazike të shkatuara nga ngrohja globale janë më të shpejta dhe me pasoja më të rënda për shoqërinë, kurse ato që shoqërohen me ftohjen e klimës më të ngadalta dhe duan kohë të vihen re. Në këtë kuptim, dhe depozitimet e krijuara gjatë një cikli transgresiv duhet të jenë më trashamane dhe me sortim më të dobët se ato të një cikli regresiv.

Shkrirja e pjesës më të madhe të akujve të hemisferës veriore mendohet se përfundoi gati 7000 vjet më parë. Prej 2000 vjet më parë e deri në fillim të shekullit të XIX niveli eustatik i detit duket se ka ndryshuar pak.

Shenjat e eventeve të tilla, me shkrirje të mëdha të vëllimit të akujve, konsiderohen si dëshmi të shpërthimeve të mëdha të ujit të shkrirë të quajtura në literaturë **“major meltwater pulses” (MWP)**. Ndër MWP-të më të mëdha të Kuaternarit mund të përmendet ajo e rreth 14 600 vjetëve më parë, ku niveli i detit pësoi një ngritje me 20 metra për 500 vjetëve, e quajtur **“Meltwater Pulse 1A” (MWP-1a)**. Një tjetër MWP më i hershëm duket të ketë ngjarë rreth 19 000 vjet më parë mbase i ndikuar nga akujt e hemisferës veriore (MWP-2 dhe MWP-2a). (Fig. 2.)

Në hapësirat e mbuluara nga akujt e Pleistocenit, erozioni prej akujve ka shkatërruar mjaft gjurme të ish niveleve detare, kështu që në evidencat empirike janë të kufizuara vetëm në periudhat mbas tërheqjes së akujve. Për këtë periudhë ekzistojnë mjaft rekorde. Trajta gjeomorfologjike, si delta, plazhe, zallishte (shingle ridges), platforma erozionale shënojnë vijat e dikurshme bregore, të cilat mund të jenë zhytur ose ngritur në krahasim me nivelin aktual të detit. Lartësia e të tilla formave nuk përputhet gjithnjë ekzaktësisht me nivelin e përkohshëm të detit. Kështu brezat e zallishteve janë shtruar nga stuhitë dhe gjenden disa metra poshtë nivelit më të lartë të ujit.

Të dhëna më të kujdesëshme për ndryshimin e nivelit të detit mund të merren nga studimi i përhapjes së sedimenteve detare të cilat mund të identifikohen nëpërmjet fosileve dhe algave.

Luginat e estuarëve dhe basenet e mbyllura që mbushen nga uji veç gjatë periudhave të niveleve të larta të detit (basenet e izoluara) përbëjnë hapësira të përshtatshme për studimin

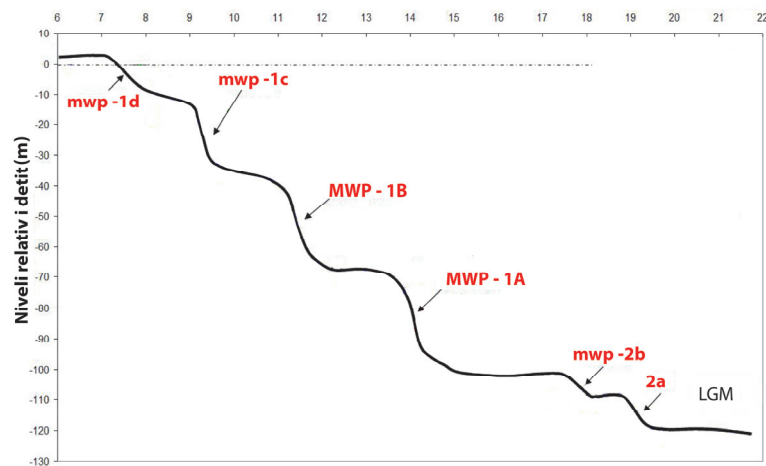


Figura 2. Historiku i nivelit të detit sipas MWP-ve për Paqësorin perendimor. (Sipas Liu, J.P., et. al., 2004)

stratigrafik të nivelit të detit. Pyjet e përmytur dhe torfat japin të dhëna mbi ndryshimet e nivelit të detit. Megjithatë në disa rajone fosilet mungojnë, dhe për këtë duhet të mbështetemi në të dhëna gjeomorfologjike (Benn, D., Evans, D.J.A. 2010)

II.4. Izostazia dhe rebuondi izostazik post-glacial

Të dhëna që vijnë nga gjithë globi, e vërtetojnë tashmë rritjen postglaciale të nivelit të detit (Rohling, E. J., et al., 1998 ; McCarroll, D., et al. 2010).

Mbetet e panjohur si ka ndodhur ky kapërcim i nivelit të detit nga niveli i ulët në atë maksimal gjatë Episodit të fundit glacial. Mundet që pulsimi 1A, gjatë së cilit niveli i detit për një periudhë kohore gati 500 vjeçare pati një ngritje të menjëhershme prej 20 metrash, të jetë shkaktuar prej kolapsit të menjëhershëm të shtresës së akullit të Laurentias (Amerika e Veriut) dhe kolapsit të shtresës së akullit të Skandinavisë (Jody, M., et al. 2004)

Me largimin e masës të akullit, e cila është një ngarkesë e konsiderueshme mbi koren tokësore, kjo e fundit tenton të reagojë për të riekulibruar gjendjen e cila karakterizohet nga një ndryshim i ekuilibrit të forcave. Një fenomen i tillë, në anë të kundërt ka ndodhur edhe në momentin kur pesha e akujve është shtuar mbi kore në periudhat glaciale. Përgjigja elastike ekuilibruese e litosferës ndaj një ngarkese nuk varet nga vetitë mekanike të astenosferës që i poshtështrohet, për sa kohë që ajo e lehtëson rrjedhjen.

Megjithatë arritja sërisht e gjendjes së ekuilibrit, mbas largimit të ngarkesës, fenomen i njohur me emrin robound izostazik (isostatic rebound), kontrollohet prej viskozitetit të astenosferës.

Në rastin e çlirimit të kores së tokës prej peshës së akujve, rebuondi izostazik emërohet dhe “rebuond post-glacial” dhe në disa autorë dhe “rregullim izostazik”, “glacio-izostazi” etj. Ai përkuqizohet si ngritje e masës tokësore për pasojë të shkrirjes së akujve, sidomos të atyre akujve të grumbulluar në kupolat glaciale.

Këto masa tokë, që më parë ishin të shtypura (si rezulta i ngjeshjes së krijuar nga pesha e akujve), fillojnë të çlirohen gjatë periudhës integlaciale (post glaciale) si pasojë e fenomenit të izostazisë.

Koncepti i izostazise (ose ekuilibri izostazik) (Kearey, P., et al. 2009), është një formulim gjeodezik i dalë nga vëzhgimet të cilat tregojnë se një varg malor kishte ndaj gravimetrit, një tërheqje gravitacionale më të ulët sesa ajo që pritej nga masa shkëmbore përbërëse.

Ai bazohet në hipotezën se edhe kur terreni është shumë i thyer, në thellësi të tij gjendet një sipërfaqe kompensimi, mbit ë cilën veprojnë normal, të gjitha tensionet të reduktuara ketu në një të vetëm, presionin litostatik.

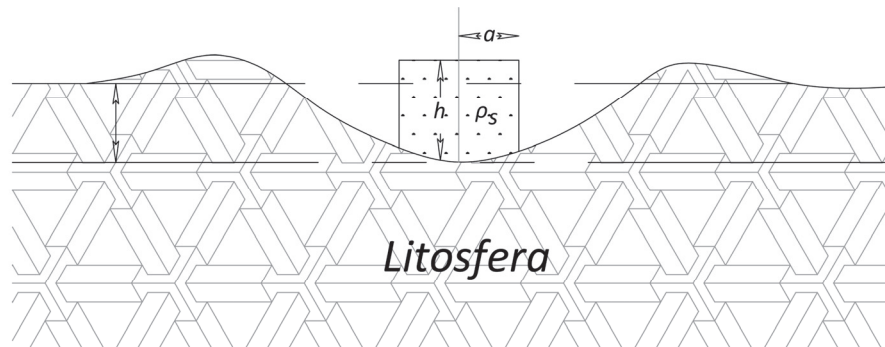


Figura 3. Ulja fleksurale e litosferës si rezultat i ngarkesës 2-dimensionale me gjysëm gjerësi a , lartësi h , dhe dendësi ρ_s . (sipas Kearey, P., et al., 2009.).

Emërtimi izostazi vjen nga fjalët greke iso (i njëjtë) dhe stathikos (i qëndrueshëm) (Goudie, A.S. (Ed) 2004) dhe nënkupton, “ekuilibër të njëjtë gjithkund”. Ky term u propozua për herë të parë në vitin 1889, nga gjeologu amerikan Clarence Edward Dutton.

Ekuilibri izostazik nënkupton që shtresat e kores së tokës, apo më gjërë i litosferës, të cilët gjenden në thellësi relativisht jo shumë të mëdha (rreth 100 km) i nënshtrohen të njëjtit presion pavarësisht çrregulltësisë së relievit topografik të tokës. Thellësia ku arrihet ky ekuilibër është quajtur “thellësi e kompensimit” e cila ndryshon nga njëra vendodhje në tjetrën.

Në bazë të sasisë të masës topografike të prekur nga kompesimi, mund të flitet për kompesim të plotë, të pjesëshëm, lokal apo regjional.

Izostazia përshkruan një gjendje statike, dhe jo një fenomen i riekulibrit dinamik të lartësisë të kores kontinentale në raport me gjeoidin, siç thuhet nganjëherë. Një shembull i përdorur për të shpjeguar izostazinë është ai i aisbergut që pluskon mbi ujë në bazë të parimit të Arkimedit i cili saktëson se “çdo trup i shtytur pjesërisht ose krejtësisht në një fluid (lëng apo gaz) pëson një shtytje vertikale, të drejtuar nga poshtë lart, të barabartë me intensitetin e peshës të fluidit që gjendej në vëllimin e shvendosur nga trupi. Këtu mbështet dhe hipoteza e Airit (fig. 4a).

Ndërsa hipoteza e Pratt-it supozon një thellësi konstante në lidhje me mbështjellën më të jashtme të tokës, ku densiteti ndryshon në bazë të topografisë së sipërfaqes. Kështu nën vargjet malore materiali i shtruar do të ketë dendësi më të ulët, ndërsa nën koren oqeanike më të lartë (fig 4b).

Më realiste shihet teoria e kompensimit regional, në të cilën reagimi i litosferës konsiderohet si ai një shtrese elastike ndaj ngarkesës. Krahina që ndodhet nën ngarkesë, ngjeshet (subsidon) në një zonë të gjërë, duke e spostuar anash materialin astenosferik, gjë që shkakton fryrje në zonën periferike. Megjithatë me kalimin e periudhave të gjata kohore litosfera, litosfera mund të ketë reagim viskoelastik i cili do të rezultojë në një shformim mbetës për shkaktuar nga rrjedhja e masës (fig. 5).

Ky model i kompensimit izostazik, konsiderohet si më realist pasi merr në konsideratë lakimin rixhid të litosferës, të cilën e quan lakim ose përkulje izostazike.

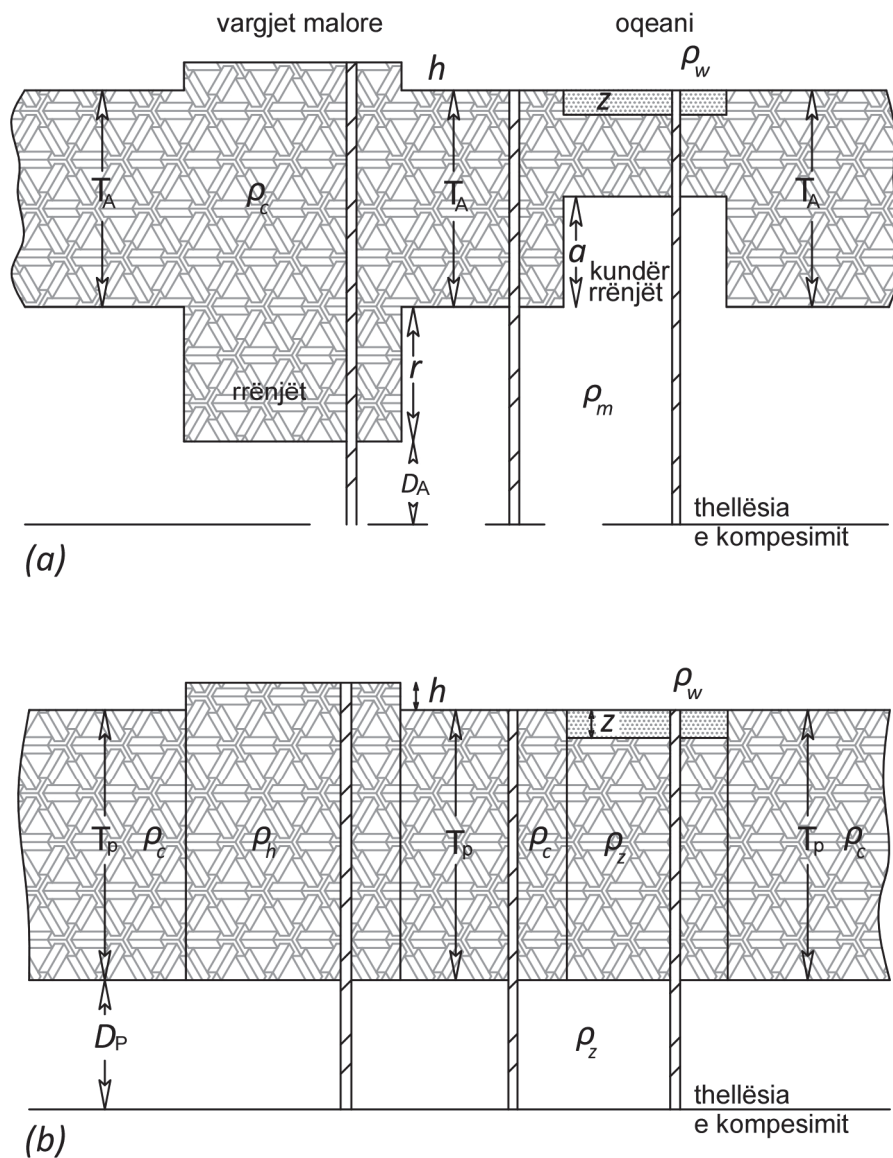


Figura 4. Modelet e kompesimit izostazik sipas teorive të Airy dhe Pratt (sipas Kearey, P., et. al., 2009). (a) Mekanizmi i kompesimit izostazik sipas Airy: h , lartësia mbi nivelin e detit e maleve; z , thellësia e ujrave me dendësi ρ_w ; T_A , trashësia normale e kores me dendësi ρ_c ; r , trashësia e rrënjëve; a , trashësia e kundërrrënjëve; D_A , thellësia e kompesimit poshtë rrënjëve; ρ_m , dendësia e mantelit. (b) Mekanizmi i kompesimit izostazik sipas Pratt. Legjenda si tek (a) përveç: T_p , thellësia normale e rrënjëve; ρ_h , dendësia e kores poshtë maleve; ρ_z , dendësia e kores poshtë oqeanit; D_p , thellësia e kompesimit poshtë T_p .

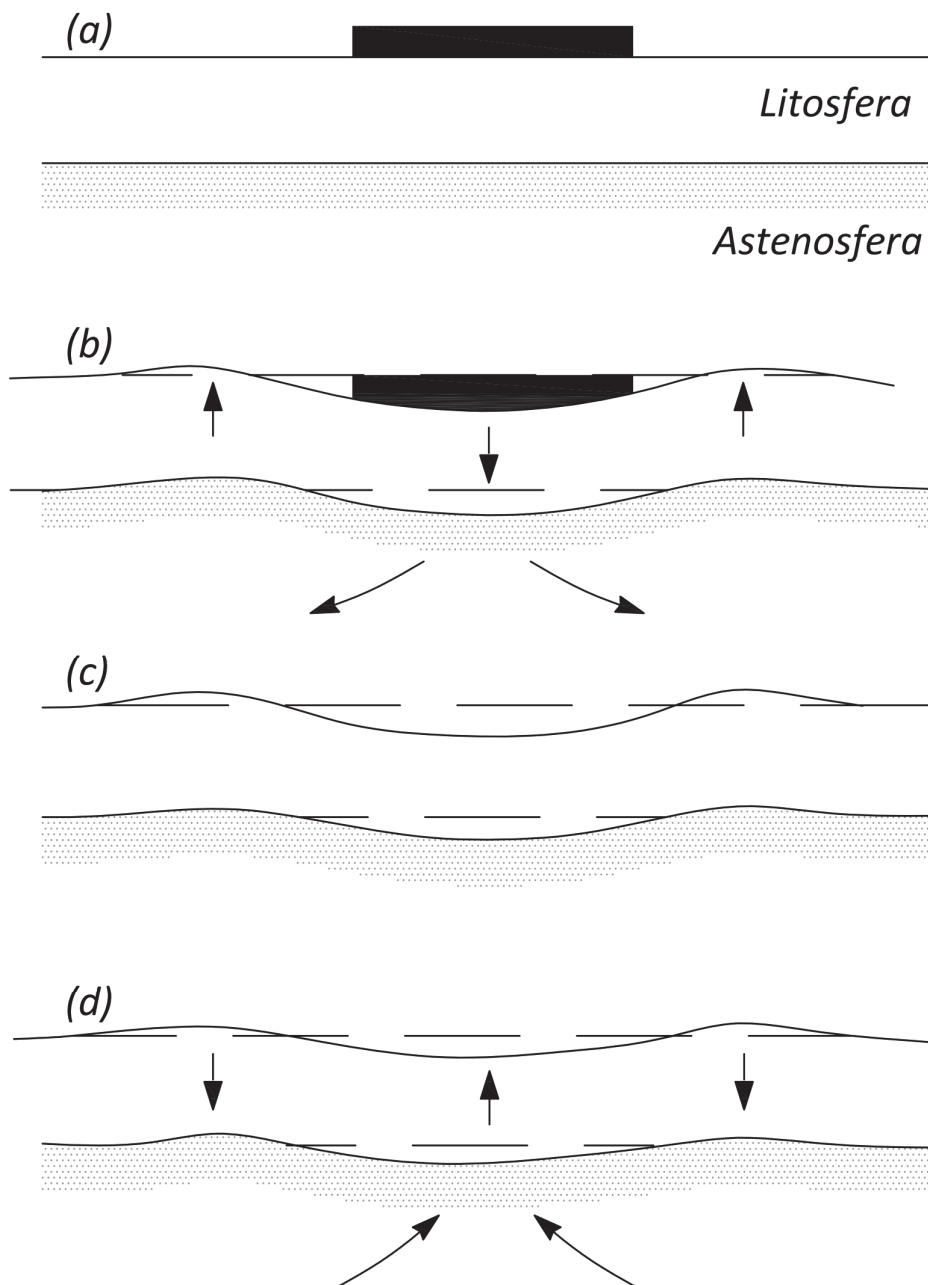


Figura 5. Teoria e reboundit izostazik (sipas Kearey, P., et. al., 2009). (a) ngarkimi i një kësule akulli mbi litosferë shkakton nënshtrim të shoqëruar nga ngritja e litosferës periferike dhe rrjedhje anësore në litosferë (b). Çasti i shkrirjes së kësulave akullnajore (c), ekuilibri vendoset nga rrjedhja në të kundërt në astenosferë, zhytja e fryrjeve periferike dhe ngritjen e rajonit qendror (d).

Pjesa e hemisferës së veriut ka një përqëndrim më të madh kontinentesh, se ajo e jugut, prandaj dhe provat e reboundit izostazik post-glacial në këtë pjesë të globit janë më të dukshme. Fenomenet e reboundit izostazik mbas shkrirjes së fundit në përfundim të Pleistocenit dhe fillimin e Holocenit, dallohen në disa rajone të kësaj pjese të globit, si p.sh. në Skoci, në Fennoskandi (zona që përfshin Suedinë Finlandën dhe Gadishullin Kola) në veriun e Danimarkës, në Siberi, në zonën e Liqeneve të Mëdha mes Kanadasë dhe SHBA.

Gjithashtu është vërejtur ndikimi i këtij fenomeni edhe në fundin e detrave, e në mënyrë të veçantë në Detin e Veriut.

Si lëvizje e shpejtë në pikëpamjen e kohëzgjatjen kohore që ndodh, reuondit izostazik post-glacial mund të ketë ndikim në aktivitetin sizmik nëpërmjet aktivizimit ose riaktivizimit të rrëshqitjeve dhe tërmeteve që lidhen me tektonikën.

Fazat interglaciale, që janë shoqëruar me pakësim të akujve në Amerikën e veriut dhe Europë, kanë shkaktuar një çekuilibrim izostazik të kufirit mes litosferës dhe astenosferës. Zonat që çlirohen prej peshës së akujve duket sikur pësojnë një “fryrje izostazike”. Ky fenomen është akoma në veprim pas çakullzimit të fundit. Me këtë lidhen edhe tërmete të fuqishme të studiuara.

Dëshmitë gjeologjike të kësaj ndodhie i hasim në plazhet fosile dhe në, taracat detare, këto të fundit të konsideruara dhe si shenja të lëkundjes së nivelit të detit.

II.5. Subsidenca.

Subsidenca quhet një ulje progresive e terrenit si pasojë e kompaktësimit të materialit përbërës të saj (Goudie, A.S. (Ed) 2004). Dy janë tipet e subsidencave:

- **natyrale:** këtu sedimentet mjaft porozë synojnë të ngjeshen, duke ulur vëllimin e tyre si pasojë e një peshe që u shtohet përsipër;
- **e shkaktuar:** kjo ndodh në rastet e ndërhyrjeve njerëzore me qëllim thithjen për qëllim shfrytëzimi të ujrave nëntokësorë, naftës apo gazit, duke i liru hapësirat e mbetura mes grimcave të shkëmbinjve nga presioni që lëngjet ushtronin, dhe për pasojë duke i detyruar ridimensionimin e terrenit.

Basenet deltaike janë subjekt i një subsidence të përhershme por të ngadalshme shkaktuar nga një sërë faktorësh. Brenda shtresave sedimentare, argjilat e buta fillojnë të konsolidohen gjatë procesit të litifikimit të tyre drejt kthimit në shkëmbinj argjilorë, dhe kompaktësimi që u ndodhën mund të shkaktojë subsidenca. Gjithashtu subsidencë mund të shkaktojë edhe përkulja e tabanit të basenit detar tashmë të varrosur nën këto depozitime. Një rast ilustrues është ai i lagunës së Venecias, subsidenca e të cilës, për shkak të lakimit të tabanit të basenit të varrosur llogaritet në vlerat e 0.4 mmy^{-1} .

Subsidenca mund të përshpejtohet dhe nga lëkundjet sizmike, gjatë të cilave mund të ndodhë lëngëzimi i rërave. Në përgjithësi subsidenca është si një efekt dytësor i tërmeteve. Veç lëngëzimit të rërave tërmetet mund të shkaktojnë ngjeshje të rërave të imta duke çuar në zvogëlim të vëllimit të tyre e për pasojë në subsidencë të truallit (Goudie, A.S. (Ed) 2004).

Subsidenca izostazike (Kearey, P., et al. 2009)

Korja e butë noton qetë astenosferën plastike, me një raport të masës nën “sipërfaqe” në raport me dendësinë e vet dhe densitetin e astenosferës. Nëse masa i është shtuar hapësirës lokale të kores (psh nëpërmjet depozitimit), korja subsidon për kompensim duke mbajtur balancën izostazike.

Efekti i kundërt i subsidencës izostazike është reboundi izostazik, pra procesi i rikthimit të kores (i cili në shumë raste zgjatën në perioda disa mijëra vjeçare) në një gjëndje isostazie, si në rastin pas shkrirjes së masave të mëdha të akujve tharjes së liqeneve të mëdha mbas përfundimit të një faze akullzimi.

Kapitulli III.

Stratigrafia sekuenciale

Qëllimi i këtij kapitulli është të paraqese një prezantim të terminologjisë dhe koncepteve bazë të stratigrafisë sekuenciale.

Stratigrafia sekuenciale është një koncept i zhvilluar nga kompania e kërkimit të naftës “Exxon”, prej Peter Vail dhe bashkëpunëtorëve të tij gjatë viteve 1970-1980. Fillimisht kjo disiplinë u përdor për interpretimin e profileve sizmike e më vonë për analiza stratigrafike të çdo shkalle (Simon M., 2011).

Në përgjithësi, stratigrafia sekuenciale bazohet në studimin e ekzistencës së mardhënieve mes shkëmbinjve të të njëjtës moshë stratigrafike, të lidhura gjenetikisht dhe të kufizuara nga sipërfaqet erozionale apo nga mungesa e depozitimeve. Një ndërprerje në sedimentim (mosvazhdimësi) shpesh shoqërohet me një periudhë erozioni që mund të shkaktojë një diferencë brenda shtresës shkëmbore (diskordanca stratigrafike). Kështu, kufi sekuence depozicionale është një sipërfaqe gjeometrike që përfaqëson një interval kohor ekspozimi subareal (të dalë mbi ujë) dhe ekuivalentin e vet nënujor.

Modelet stratigrafiko-sekuenciale konceptojnë depozitimin e pakove sedimentare të lidhura gjenetikisht përgjatë buzëve kontinentale (continental margins) në përgjigje të fazave të ndryshme të cikleve të ndryshimeve relative të nivelit të detit.

III.1. Variacionet e nivelit të detit

Ngritjet dhe uljet relative të nivelit të detit kontrollohen nga proceset tektonike dhe klimaterike, të cilat veprojnë në shkallë të ndryshme hapësinore dhe kohore. Në veçanti, puna e ekipit të Exxon drejtuar nga Peter Vail gjatë viteve 70’ dhe 80’ ka vendosur një kurbë variacioni eustatik mjaft komplekse e cila korespondon me mbivendosjen e pese rendeve të ndryshimeve të nivelit të detit. Variacionet janë pak a shumë periodike dhe variojnë nga dhjetëra mijë vjet deri në qindra milion vjet. Variacionet e nivelit të detit të rendit të parë mes 200 deri 400 milionë vjet, përkatësisht, lidhen me formimin dhe fragmentimin e superkontinenteve. Në këtë rast, variacioni i nivelit të detit kanë një origjinë tektonike (tektono-eustatizëm) prej modifikimit të volumit të basenit oqeanik në kornizën e tektonikës së pllakave. Cikli i rendit të dytë prej 10 deri 100 milionë vjet u dallua nga Sloss (1963, 1972) dhe nga Soares et al. (1978) si cikli kryesor i facive transgresive-regressive, gjë që flet për kontroll eustatik. Besohet se ndryshimet në volumen e kurrizoreve oqeanike në relacion me ndryshimet në ritmet e zgjerimit të oqeanit dhe ato të ritmeve të subsidencës janë faktorët e origjinës së tektono-eustatizmit që influencojnë nivelin e detit në këtë shkallë. Ciklet e rendit të tretë që zgjasin më pak se 3 milion vjet, janë më të vështira për tu shpjeguar. Vail dhe kërkuesit e tjerë të Exxon kanë propozuar kontrollin glacio-eustatik për të shpjeguar variacionet në nivelin e detit për këtë rend (Vail et al., 1977), shpjegim që është mjaft kontraversial në literaturë sepse është treguar se ciklet glacio-eustatikë veprojnë për një kohë mjaft më të shkurtër prej 104 deri 105 vjetësh, dhe nuk gjenden gjurmë akullzimesh në pjesën më të madhe të Mesozoikut. Megjithatë, ciklet e rendit të tretë luajnë një rol të rëndësishëm në kontekstin e stratigrafisë sekuenciale, për interpretimin e rëndësisë relative të sistemeve të

aparateve depozicionale (depositional system tracts) të ndryshme. Nga puna e Kauffman (1984) dhe të tjerëve, mendohet tashmë se ciklet e rendit të tretë kontrollohen nga tektono-eustatizmi, aktiviteti vullkanik dhe ndryshimet klimaterike kohëgjatë. Ciklet e rendeve të katërt dhe të pestë përkatësisht nga 500,000 deri 200,000 vjet dhe nga 100,000 deri 10,000 years, janë të shpjgueshme nga kontrolli eustatik i akujve në shkallën e cikleve të Milankoviçit, por kjo është e vështirë të provohet për depozitimet para-kuaternare.

Buzina pasive kontinentale janë vendet më të përshtatshme për studimin e marrëdhënieve dhe ndërveprimit mes tektonikës dhe klimës në krijimin e hapësirës së disponueshme (koncepti i akomodimit) për sedimentimin bregdetar dhe detar. Për pjesën më të madhe të gjeologëve, tektonika, subsidenca e ngritja (uplift) i sipërfaqes dhe subsidenca termale janë proceset themelore të formimit të basenit në “riftingun” dhe zhvillimin e buzinës pasive (Ingersoll & Busby, 1995; al., 1995). Bashkangjitur proceseve tektonike dhe termale, janë ndryshimet e nivelit të detit të kontrolluara prej klimës që ndryshojnë hapësirën e disponueshme (Wilgus et al., 1988). Në varësi të tipit të sedimenteve që depozitohen në një buzinë pasive, përgjigja ndaj ndryshimeve të nivelit të detit është e ndryshme. Sedimentet klastike varen në rradhë të parë prej prurjes së sedimenteve nga burimet e largëta dhe nga krijimi i **hapësirës së akomodimit**.

III.2. Nocionet bazike të stratigrafisë sekuenciale

Konceptet bazë të përdorura në stratigrafinë sekuenciale janë ato të **hapësirës së disponueshme, hapësirës së akomodimit dhe variacioneve të hapësirës së disponueshme**.

Hapësira e disponueshme është ajo hapësirë që mbetet në kohë mbasi që sedimentet kanë mbushur një pjesë (apo të gjithën) të hapësirës së akomodimit.

Hapësira e akomodimit është hapësira midis nivelit të detit dhe fundit të basenit të sedimentimit. Ajo korespondon me hapësirën në të cilën sedimentet mundet të depozitohen.

Variacionet e hapësirës së disponueshme, përfaqësojnë ndryshimin në volum të një baseni sedimentar, që varet nga tre faktorë kryesorë: norma e sedimentimit, norma e subsidencës dhe shpejtësia e ndryshimit eustatik të nivelit të detit (eg van Wagoner et al., 1988).

Nëse marrim në shqyrtim situatën ekzistuese relative midis normës së krijimit të **hapësirës së disponueshme** dhe prurjes së sedimenteve në një pië të caktuar të basenit, mund të dallohen gjendjet e mëposhtme:

1) **Progradimi (Progradation)** – kjo gjendje ndodh kur norma e prurjes së sedimenteve është më e lartë se ajo e krijimit të hapësirës së akomodimit. Mbasi kanë mbushur hapësirën në dispozicion kufinjtë e facieve fillojnë të lëvizin drejt basenit.

2) **Regresioni i sforcuar (Forced regression)** – kjo gjendje ndodh kur regresioni nuk ndosh si pasojë e çbalancimit mes prurjes së sedimenteve dhe hapësirës së akomodimit, por si shkak i rënies relative të nivelit të detit (eustatik apo tektonik). Gjendja e regresionit të sforcuar përcaktohet prej migrimit të facieve në drejtim të basenit si dhe nga fenomeni i erozionit në ambientet e cekëta; norma e krijimit të hapësirës së disponueshme është.

3) **Retrogradimi (Retrogradation)** – kjo gjendje ndodh kur norma e krijimit të hapësirës së disponueshme është më e lartë se prurja e sedimenteve. Ambienti depozicional retrogradon; në këtë pikë faciet e mbivendosura janë gjithnjë e më thellë (transgresion, Fig. 6.b).

4) **Agradimi (Aggradation)** – kjo gjendje ndodh kur hapësira e krijuar dhe volumi i sedimenteve janë të barabartë, dhe sedimentet zhvillohen në vertikalishtet. (Fig. 6.c).

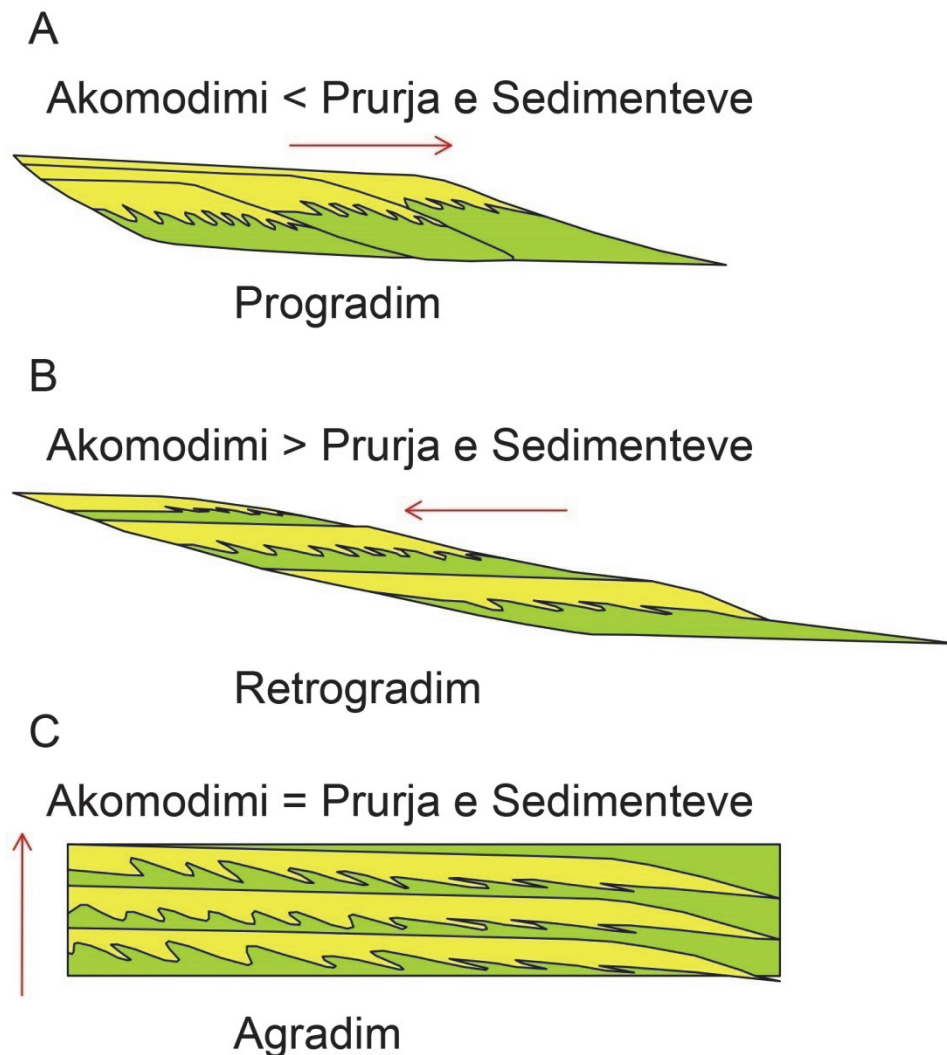


Figura 6. Skemë e thjeshtëzuar e gjendjeve të progradimit, retrogradimit dhe agradimit (sipas Kendall 2007)

Meqënëse stratigrafia sekuenciale është bazuar në stratigrafinë sizmike, Mitchum (1977) përdori interpretimin e profileve sizmike në buzët pasive për të rindërtuar evolucionin e sekuencës sedimentare.

Kështu mund ti shtojmë nocione të lidhura me interpretimin e vazhdimësisë sizmike si **onlap-in**, **downlap-in** dhe **toplap-in** nocioneve të tjera për përcaktimin e gjeometrisë së gjeometrisë së skajeve të basenit si **topset-i**, **forset-i**, **bottomset-i** dhe **offlap break**, dhe analiza e detajuar e kësaj terminologjie bën të mundur rindërtimin e gjeometrisë të trupave sedimentarë prej studimit të seksionit sizmik.

Më shumë ato janë sekuenca që “vijne duke u cektuar për lart”, të cilat mund të kontrollohen rang lokal nga një proces autociklik (prodhim sedimentar) dhe në rang regional nga porçese allociklike (tektonika dhe eustatizmi). Përmbi limitin e sekuençës parardhëse, niveli relativ i detit rritet dhe shtohet hapësira e re e akomodimit. Sipërfaqja e përmytjes shfaqet kur hapësira e akomodimit e krijuar e tejkalon kapacitetin e sedimenteve për ta mbushur atë. Në të dy anët e sipërfaqes së përmytjes ka shenja të rritjes së nivelit të detit. Mund të thuhet se një njësi transgresive zhvillohet mbi një seti progradues (që cektohet duke shkuar sipër). Përfundimisht, niveli relativ i detit nuk do rritet ose ulet gradualisht, po qëndron stabil. Ndërmjet këtyre niveleve, vendoset një parasekuencë.

III.4. Sekuenca depozicionale. Organizimi i brendshëm dhe gjeometria e saj

Sekuenca depozicionale është një njësi stratigrafike e krijuar nga një vazhdimësi suksesionesh shtresash gjenetike të lidhura (parasekuencash) që formojnë një cikël depozicional. Në platformë, kjo kufizohet në krye dhe në fund nga mosvazhdimësi dhe në basen nga vazhdimësi të tyre korrelative.

III.4.1. Sipërfaqet e dallueshme brenda sekuençës depozicionale

Sipërfaqja e përmytjes (flooding surface) është një hapësirë ku dallohet një rritje e menjëhershme e thellësisë së ujit e cila mund të shoqërohet nga një sipërfaqe erozive nënujore, mos depozitim apo hiatus. Sipërfaqja e dalë mbi ujë kufizon parasekuencën.

Kufiri i sekuençës (surface boundary) është një sipërfaqe diskordante të shkaktohet nga një ngritje e shpejtë e nivelit të detit. Ajo kalon në anët e saj (në basen) në sipërfaqe konkordante.

Sipërfaqja transgresive (transgressive surface) përfaqësohet nga pjesa bazale e parasekuencës së parë retrograduese ku vihet re një shvendosje e kufinjve të facieve drejt pjesës së brendshme të platformës.

Sipërfaqja e përmytjes maksimale (maximum flooding surface - mfs) përkufizohet si një sipërfaqe që korespondon me thellësinë maksimale të mjedisit të depozitimit, kështu kjo hapësirë korespondon, me hapësirën maksimale në dispozicion.

Mbi të gjitha, qëllimi i stratigrafisë sekuencale është të kuptojë sistemin depozicional në shkallë kohore (gjeokronostratigrafike) dhe hapësinore. Për këtë qëllim nevojitet të identifikohen sistemet trakte të ndryshme depozicionale.

Arkitektura dhe gjeometritë depozicionale janë të përshkrueshme në terma njësisht stratigrafike të grupueshme në “rende” të ndryshme hierarkike, që përfshijnë raporte mes stresave të veçuara dhe bashkësi shtresash (parasekuencat), bashkësi parasekuencash (system tract – sistemi i aparatit depozicional), dhe bashkësi system tract-esh (sekuencash).

Një sekuençë e plotë fillon në një kufi sekuençe dhe mbaron në kufirin tjetër të sekuençës dhe konsiston në katër sisteme trakte, të cilat nga fundi në krye emërtohen: 1) **aparati**

depozitional i stacionimit të ulët (lowstad system tract), 2) aparati depozicional transgresiv (transgressive system track), 3) aparati depozicional i stacionimit të lartë (highstand system tract), 4) aparati depozicional i stacionimit në rënie (falling-stage systems tract).

Aparati depozicional (system tract).

Është një bashkësi njësisish depozicionale të të njëjtës kohë, përndryshe një bashkësi shoqërimesh litofaciesh të lidhura gjenetikisht, ose një bashkësi parasekuencash. Renditja gjeometrike e facieve ose e cikleve të shkallës së vogël (parasekuencave) mund të jetë i tillë që aparati depozicional të jetë i dallueshëm edhe në një preje të vetme vertikjale, apo në shpim të vetëm. Brenda sekuenca depozicionale mund të dallohen katër tipe të aparateve depozicionale.

Aparati depozicional i stacionimit të ulët (lowstad system tract) LST.

Ky aparat zhvillohet mbi një kufi sekuece të tipit 1 gjatë intervalit të uljes (korespondon me offlap break-un), stacionimit poshtë dhe ngritjes relative të nivelit të detit. Kufiri i poshtëm i LST është sipërfaqja e mosvazhdimësisë, ajo e sipërmja është sipërfaqja e progradimit maksimal (*maximum progradation surface*). Depozitimet karakterizohen nga një gjeometri kryesisht prograduese.

Aparati depozicional LST përbëhet nga dy pjesë:

Një njësi bazale vargjesh nënujorë të stacionimit të ulët (*lowstand submarine fan*), të depozituar gjatë uljes relative të nivelit të detit. Ajo mund të dallohet në tre njësi, jo gjithmonë të dallueshme, njësinë e poshtme, krijuar prej vargjesh nënujorë të basenit (*basin floor fan*), një njësie të ndërmjetme me vargje të pjerrëta (*slope fan*) dhe një njësie të sipërme me përfaqësim tipik të komplekseve të nivelit të kanaleve (*channel-level complex*). Baza e njësisë të vargjeve përkon me bazën e LST dhe është e korelueshme me kufirin e sekuençës së tipit 1.

Një njësi e sipërme e përcaktuar si pykë prograduese e stacionimit të ulët (*lowstand prograding wedge*), që depozitohet gjatë fazës së parë të ringritjes relative të nivelit të detit. Një njësi e tillë rezulton e formuar nga një sistem ngritjeje dhe më pas agraaduese.

Aparati depozicional transgresiv (transgressive system track) TST.

Zhvillohet gjatë fazës së shtimit të ringritjes relative të detit, në të cilën ritmi i krijimit të hapësirës për sedimentim tejkalon atë të prurjes së sedimenteve. Kufiri më i poshtëm i TST është sipërfaqja e progradimit maksimal, ndërsa ai i sipërmi është sipërfaqja maksimale e depërtimit të detit (*maximum flooding surface*). Sipas disa autorëve, kjo sipërfaqe dallohet lehtësisht në terren sepse shpesh theksohet prej kalimit të papritur nga facie ranore marginale të TST në facie pelitike të platformës apo skarpatës të HTS-së (*highstad system tract*) pasardhëse (pra depozitime të sedimenteve me prejardhje llumore).

TST, rezulton e krijuar kryesisht nga topset-i, rrallë i shoqëruar nga clinoforma dhe paraqet kryesisht një gjeometri retrogradimi.

Aparati depozicional i stacionimit të lartë (highstand system tract) HST.

Përfaqësohet nga një sistem të ngritur pas transgresionit maksimal, që përfshin fazën finale të transgresionit, stacionimin e lartë dhe fazën fillestare të rënies relative të nivelit të detit.

Aparati depozicional i stacionimit të lartë karakterizohet nga gjeometria fillimisht e agradimit, e më tej nga ajo e progradimit, në raport me downlap-in sipas sipërfaqes të përmbajtjes maksimale nga deti.

Në pjesën e poshtme ajo kufizohet nga sipërfaqja e depërimit maksimal të detit dhe në pjesën e sipërme nga kufinjtë e sekuencave që vendosen mbi të.

Aparati depozicional i buzinës të platformës (shelf-margin system tract) SMST.

Zhvillohet sipër kufinjve të llojit 2, e për rrjedhojë shfaqën një spostim të onlap-it bregor drejt basenit.

Aparati depozicional i regresionit eriziv (forced-regression tract FRTS, ose falling sea-level system tract, FSST).

Bëhet fjalë për një system tract përfaqësues të fazës të rënies të nivelit relativ të detit. Cilësohen të tilla depozitime që shoqërohen dhe me rënie të nivelit të detit.

Aparati depozicional regresiv (regressive system tract)

RST, është një sistem i cili përfaqëson depozitimet relative gjatë fazës së rënies së nivelit të detit. Këto dallohen nga “regresioni eroziv” FRST që karakterizohet nga kontakte bazale erozive (*sharp based deposits*) dhe që janë pjesë e HST. Karakteri dallues i tyre është vazhdimësia e depozitimeve, kalimi gradual i facieve dhe përhapje e kontakteve graduale mbi ato erozivë. Një grup i tillë kufizohet në bazë nga një sipërfaqe e depërimit maksimal, në të cilin rezulton në vazhdimësi me depozitime të stacionimit të lartë, dhe me tërësinë e sipërfaqes transgresive.

Në këtë lloj trasgresioni që ndryshe quhet normal, procesi shoqërohet në bashkëpunim me një farë ngritje të nivelit të detit.

Disa janë qëndrimet mbi zgjedhjen e kufirit të sekuencës:

Modeli tradicional, e cila merr në konsideratë një sekuencë e cila depozitohet gjatë një cikli të luhatjes eustatike, e cila fillon dhe mbaron në afërsi të dy pikave të njëpasnjëshme të lakimi që i korrpondojnë intervaleve të rënies të kurbës të kurbës të nivelit të detit.

III.4.2. Stratigrafia gjenetike.

Këtu dallohen sekuencat e kufizuara nga sipërfaqet e depërimit maksimal, e cila ka avantazhin se është një sipërfaqe që dallohet lehtësisht.

Disa opinione mbi përcaktimin e këtij kufiri bazohen në interpretimi që i jepet “regresionit eroziv”

Autorët që bazohen në RST, e vendosin limitin e sekuencës midis sekuencave ciklike që gjenden më lart sesa depozitimet e rënies.

III.4.3. Suksesioni (vazhdimësia) e sekuencës. Sekuencat e përbëra.

Janë suksesione (vazhdimësi) shtresash të kufizuara nga mosvazhdimësi, por të përbëra krejtësisht nga sekuenca të frekuencës më të lartë. Çdo sekuencë karakterizohet nga kohëzgjatja, e matshme në distancë kohore mes sipërfaqeve të vazhdimësisë të korelueshme me mosvazhdimësitë që i kufizojnë, që quhen cikle kohore. Dallojmë cikle kohore të katër rendeve:

Ciklet e rendit të parë janë më të mëdha se 50 Ma (Ma = mijë vjeçare), janë variacione të vëllimit të baseneve oqeanike të lidhura me ciklet e tektonikës së pllakave.

Ciklet e rendit të dytë janë mes 3Ma dhe 50 Ma, dhe shkaktohen nga ndryshime të subsidencës tektonike të basenit ose te ritmit të ngritjes të hapësirës me prejardhje nga prurja e sedimenteve.

Ciklet e rendit të tretë 3 – 0.5 Ma, përbëjnë bazën e stratigrafisë sekuenciale, sepse janë të dallueshëm në shkallën e seksionit sizmik. Ato dallohen nga glacio-eustazia, edhe pse mund të ndikohen dhe prej tektonikës.

Ciklet e rendit të katërt 0.5 – 0.1 Ma janë të dallueshëm dhe lidhen si me faktorë astronomikë, ashtu dhe me një bashkëveprim kompleks mes klimës, tektonikës dhe sedimentimit. Efekti i faktorëve klimaterikë, fluviale dhe fiziografikë është demonstruar të jetë e vlefshme në interpretimin e depozitimeve plio-kuaternare. Kjo ka lejuar që të vlerësohet rëndësia e eventeve depozicionale në një lidhje më të ngushtë me faktorët ambientale, sidomos me luhatjet relative të nivelit të detit.

Kapitulli IV.

Përshkrim i gjeografisë dhe ndërtimit gjeologjik të rajonit në studim.

IV.1. Vendodhja gjeografike e rajonit të studimit.

Rajoni i studimit shtrihet në një pjesë të dy njësive administrative të Shqipërisë (Fig. 8.), pjesa veriore në Bashkisë Lezhë dhe ajo jugore në Bashkinë Kurbin. Si kufi ndarës me këtyre dy bashkive shërben lugina e Lumit Mat. Në rajonin e studimit në të dyja këto bashki dallohet një reliev me kontraste të theksuara të llojeve bregdetar, fushor, kodrinor e malor dhe deti, fusha e malet janë shumë pranë njëri-tjetrit. Kështu në qytetin e Shëngjinit në një hapësirë pak metra nga bregu ranor i detit ngrihet me njëherë Mali i Rencit, me një lartësi më të madhe brenda rajonit të studimit prej 287.7 metrash e lartësi maksimale në Majën e Zezë (543.7 m)

Kuota më e ulët topografike në rajon shënohet në Liqenin e kripur të Knallës, pranës Shëngjinit me -6 metra. Pjesa jugore ka reliev më të ngritur se sa ajo veriore. Në pikpamjen e rajonizimit fiziko-gjeografik pjesa malore i përket Krahinës Malore Qendrore, ndërsa ajo e ultët i përket Ultësirës perendimore.

Elementët fiziko-gjeografike të territorit të Lezhës, gërshtuar me njëri-tjetrin, florën dhe faunën dhurojnë peisazhe dhe bukuri mahnitëse që stimulojnë kryesisht zhvillimin e agrobiznesit dhe atë të turizmit në këtë rajon, si dy burime të rëndësishme të ardhurash për rritjen e mirëqënies dhe prosperitetit të banorëve të këtij rajoni dhe zhvillimin e tij.

Zona e studimit shtrihet përballë Gjirit Detar të Drinit, në hapësirën mes Shëngjinit, Lezhës, Laçit dhe Lagunës së Patokut pranë grykëderdhjes së lumit të Ishmit (Fig. 8). Kjo hapësirë i përket pjesës veriperendimore të fushës mes Tiranës dhe Lezhës, pjesë e Ultësirës Perendimore (Qirjazi, P. 2001) ultësirë e cila shtrihet përgjatë të gjithë bregdetit të Adriatikut. Gjiri i Drinit është pjesa më veriore e bregdetit adriatik në territorin shqiptar.

Hapësira e studiuar ka formë trapezoidale me gjatësi të aksit veri – jug 23 km dhe një gjërësi prej 11 km në jug dhe 5 – 6 km në veri. Fushat aluviale të lumenjve Drin dhe Mat, përrenjtë e Manatisë dhe Drojës si dhe lumi Ishëm i cili rrjedh në ekstremin jugor të kësaj hapësire, janë elementet kryesorë fiziko – gjeografikë të kësaj zonë. Fusha është rrethuar nga reliev malor – kodrinor i cili zgjatet juglindje – veriperendim. Përbëhet duke filluar në jug nga malet e Skënderbeut, të cilat ndiqen nga mali i Shelbunit, Kodra e Kalasë. Këto pasi priten nga rrjedha e lumit Drin në veri të qytetit të Lezhës, vazhdojnë drejt veriut me malin e Rencit. Ky mal përfaqëson një ndryshim të drejtimit të vargjeve malore gati drejt lindje – perendimit.

Fusha është me reliev të ulët e të sheshtë, dhe pjesa perendimore e saj është pothuaj në nivelin e detit. Fusha ka qenë mjaft kënetore dhe është përfutur nga bonifikimi i kënetave të Thumanës, Laçit dhe Bregut të Matës.

Në rajon gjenden Rezervati Natyror i Kune – Vainit dhe ai Patok-Fushë Kuqe-Ishëm si dhe një numër gjeomonumentesh me vlera kombëtare dhe rajonale.

Kjo hapësirë në sipas zonimit gjenetik të kryer nga Durmishi et al. (2005), përfshihet në tre zona gjenetike (Fig. 9).



Figura 8. Harta topografike e rajonit të studimit

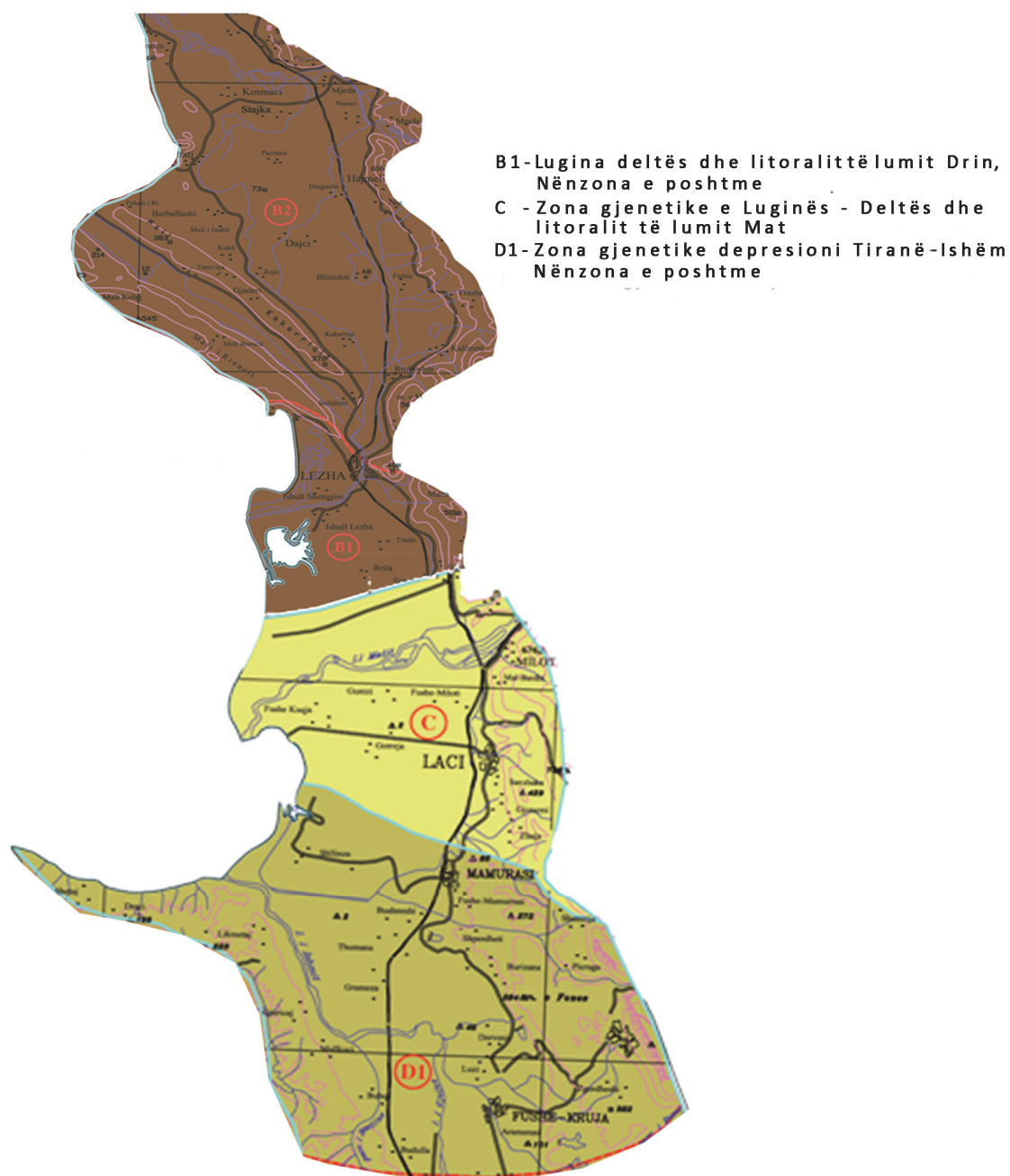


Figura 9. Klasifikimi Gjenetik i hapësirës në studim sipas Durmishi et al. (2005)

Pjesa veriore përfshihet në nënzonën gjentike të poshtme B1 të Zonës gjentike B - lugina deltës dhe litoralit të lumit Drin. Kjo nënzonë ka një sipërfaqe prej 92 km² dhe përfshin strukturat karbonatike të Renc-Kakariqit, territori i Lezhës-Shengjin si dhe nga ekosistemet e litoralit dhe ish-deltës së lumit të Drinit.

Pjesa jugore përfshihet në Zonën gjentike C të Luginës - Deltës dhe litoralit të lumit Mat dhe në Nënzonën e poshtme – D1, me një sipërfaqe prej 107 km² pjesë e zonës gjentike D – depresioni Tiranë – Ishëm.

IV.2 Ndërtimi gjeologjik i rajonit të studimit

Në aspektin stratigrafik, rajoni ndërtohet nga shkëmbinj të formacioneve mesozoike dhe kenozoike, të cilat përbëjnë relievin malor kodrinor rrethues e që në pikëpamje gjeologjiko-tektonike, i përkasin zonave tektonike Krasta-Cukali (nënzona Krasta) dhe zonës Kruja. Depozitimet sedimentare të zonës së studiuar i përkasin Neogjenit (**Tortonian-Pliocen i poshtëm**) dhe Kuaternarit (**Pleistocen-Holocen**) dhe përfshihen në Ultësirën Adriatike, e cila kufizohet më në perëndim nga depozitime me moshë kuaternare, të mbuluara nga ujërat e detit Adriatik, të cilat i përkasin zonës tektonike të Basenit të Adriatikut Jugor (BAJ) (Fig. 10). Ndërtimi gjeologjik i rajonit të studimit (Fig. 11), klasifikuar sipas ndarjes tektonike jepet më poshtë.

IV.2.1. Nënzona e Krastës

Formacionet e nënzonës së Krastës kanë përhapje të kufizuar përfaqësuese në rajon dhe me pozicioni të përcaktuar mirë në terren. Në perëndim ato janë të branisura mbi depozitimet flishore të zonës Kruja.

Përfaqësohet nga depozitime karbonatike me moshë jurasike dhe kretake dhe nga depozitime flishore me moshë kretake dhe paleogjene. Në këtë zonë dallohen dy cikle flishore: 1) cikli i flishit të hershëm me depozitime të Aptian-Albianit 2) cikli i flishit të ri, i cili përfshin depozitimet e pakos flishore kalimtare me moshë mastrihtianedhe ato me të reja.

Depozitimet e Jurasikut të pandarë

Këto depozitime kanë përhapje të kufizuar në rajon. Dalin në Spiten dhe në lindje të Grykës së Manatisë. Ndërtohen nga facie karbonatike dhe radiolaritike pelagjike të kondensuara, me praninë brenda tyre të pushimeve në sedimentim. Trashësia këtyre depozitimeve në zonën tonë, nuk i kalon të 60 metra.

Depozitimet e pandara të Kretakut

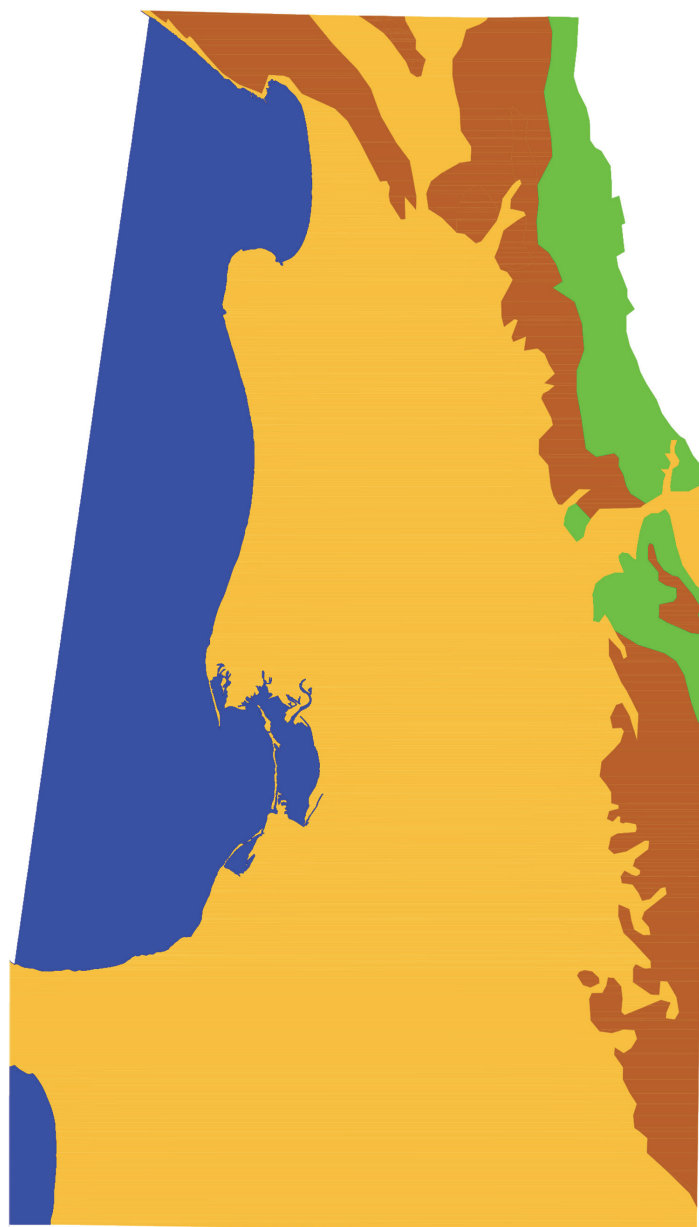
Këto depozitime të përfaqësuara nga gëlqerorë pllakorë me silicorë ndeshen në rajonin nga veriu i luginës së lumit Mat e deri në perëndim të qytetit të Lezhës. Aty shtrihen në trajtën e një brezi të ngushtë nga Spiteni deri në Manati, dhe pastaj në dy shfaqje në perëndim të Manatisë.

Depozitimet e Kretakut të Poshtëm

Depozitimet e Kretakut të poshtëm janë të përfaqësuara nga flishi gëlqeroro – argjiloro – mergelor i nënzonës Krasta dhe përhapen në një rajon mjaft të vogël në veri të Laçit.

Depozitimet e Albian – Cenomanianit

Kanë përhapje të kufizuar në këtë rajon. Ato shtrihen në afërsi të qytetit të Lezhës, në Grykën e Manatisë, Pllanë dhe në veri të Kodër Shullazit. Përfaqësohen nga flishi gëlqeror-argjiloranorik, i cili shfaqet në ngjyrë gri në pjesën e poshtme dhe të kuqrremtë në pjesën e sipërme. Marëdhëniet e tyre me gëlqerorët e Kretakut të sipërm janë normale ndërsa me depozitimet flishore të Kretak-Paleogjenit marëdhëniet janë tektonike. Trashësia e përgjithshme, e cila në këtë rajon nuk është e plotë, arrin deri në 500 m.



Skema tektonike

- Ultësira Adriatike (U1*)
- Zona Tektonike Kruja
(Nënzona Dajti Kr1*)
- Zona Tektonike Krasta - Cukali
(Nënzona Krasta K-C2*)
- Baseni i Adriatikut Jugor (Ad*)

shënim: indeksët (*) sipas Xhomo, et al. 2010

Figura 10. Skema e vendosjes së zonave tektonike në rajonin e studimit (emërtimi i zonave sipas Xhomo et al. 2010)

Depozitimet karbonatike të Kretakut të sipërm

Shtrihen nga Lezha deri tek Ura e Matit, në pjesën lindore të rajonit. Ato përfaqësohen nga gëlqerorë biomikritike dhe gëlqerorë argjiloro-mergelore të pasur në foraminifere plaktonike, me ndërthurje gëlqerorësh turbidike si dhe ndërshtresa dhe linza silicorësh. Trashësia e prerjes arrin deri 300 m.

Depozitimet e Kretak i sipërm – Mastroktianit

Përfaqësohet nga ndërthurje gëlqerorësh, alevrolitesh, ranorësh dhe mergelesh. Gëlqerorët janë pllakore, pelitomorfe e kristalore; herë-herë kemi të bëjmë me gëlqerorë me ngjyre të bardhë – gri dhe karakteristika litologjike të njëjta me gëlqerorët me Globotruncana. Kjo pako shënon fillimin e serisë së dytë flishore të nënzonës Krasta. Trashësia e pakos 20-30m.

Shtrihen nga Lezha deri tek Ura e Matit, në formën e një brezi në pjesën lindore të rajonit. Ato përfaqësohen nga “flishi i ri”, i cili vendoset normalisht mbi gëlqerorët e Kretakut të sipërm. Ky flish konsiderohet si facie kalimtare dhe përfaqësohet nga alterime të argjilave, alevroliteve dhe ranorëve me shtresa të gëlqerorëve të pasur me foraminifere planktonike. Më sipër prerja vijon me alterime të pakove të flishit e flishoideve me ranorë masive, horizonte vithisës nënujorë e konglomerate. Trashësia e përgjithshme e Mastroktianit arrin deri në 250 m.

Depozitimet e Mastroktian – Eocenit.

Rrethojnë në lindje-verilindje qytetin e Lezhës. Më në jug takohen në trajtën e një brezi nga Grykë Manatia në Manati dhe akoma më në jug, hasen në lindje dhe juglindje të Milotit.

Përfaqësohet nga flish kalimtar gëlqeror-argjilor-mergelor ritëmhollë me trashësi nga 15 deri 50 metër. Më sipër vazhdon me ndërthurje flishore e flishoidale, me ranorë shtresëhollë deri masive dhe ndërshtresa të gëlqerorëve kristalinë. Në përgjithësi ka marrdhënie tektonike me shkëmbinjtë e tjerë rrethues. Trashësia e përgjithshme e këtyre depozitimeve i kalon të 1000 m.

Depozitimet e Paleocen- Eocenit

Quhen ndryshe depozitimet e flishit të ri dhe takohen në këtë rajon të ndara në dy pako litologjike: 1) Pakoja e flishit alevrolito-ranor në horizontin vithisës, nivele ranorësh të trashë dhe gëlqeroro-ranorësh 2) Pakoja e flishit alevrolito – ranor.

Përfaqësojnë një trashësi flishore të rëndësishme, me ndërthurje alevrolitesh e ranorësh midis të cilave gjenden horizonte vithithëse me olistolite e konglomerate. Mergelet janë të rralla në prerje, kanë natyrë linzore e rrallë shtresore, ngjyrë rozë dhe thyerje karakteristike guackore. Gëlqerorët copëzorë janë të rrallë dhe paraqiten mjaft kompaktë, të ndërtuar nga copra karbonatesh me madhësi të ndryshme e matriks të së njëjtës përbërje. Horizontet vithithëse kanë ndryshim litologjik gjatë shtrirjes (ndërtim të çrregullt), ku masa kryesore është alevrolito – ranorike. Në nivelet më të sipërme të prerjes gjenden horizonte potente konglomeratesh. Takohen nga Grykë Manatia në veri e deri në Pllanë.

IV.2.2. Zona e Krujës.

Zona strukturore-faciale Kruja zë pjesën më veriore të rajonit të studimit, në malin e Rencit (Qyteti i Shëngjinit) e pastaj shfaqet në veri të luginës së Matit duke vazhduar në formën e një brezi me shtrirje veriperëndim –juglindje, prej Kodër-Shullazit deri në jug të Burizanës. Ndërtohet nga depozitimet karbonatike të Kretakut të sipërm dhe Eocenit, nga depozitime flishore të Oligocenit të poshtëm si dhe nga depozitimet e Miocenit.

Kretaku i sipërm

Këto depozitime takohen në të gjitha strukturat karbonatike të zbuluara në sipërfaqe, në jug të luginës së Matit, por kanë përhapje në sipërfaqe të kufizuar edhe në veri të kësaj lugine ku ndërtojnë antiklinalin e Rencit.

Pjesa e poshtme e prerjes përfaqësohet nga dolomite me ndërthurje gëlqerorësh dolomitike që përmbajnë në disa shtresa edhe rudistë, ndërsa e pjesa e sipërme predominohet nga gëlqerorë dolomitikë, ndërthurje më të rralla dolomitësh masive. Në pjesën me të sipërme të prerjes takohen dolomite me ndërthurje gëlqerorësh bioklastike shtresëtrashë. Ndërmjet dolomiteve dhe gëlqerorëve dolomitikë në disa prerje takohen shiste të holla bituminoze.

Gëlqerorët paraqiten shtresëtrashë deri në masive, me ngjyrë të bardhë qumështi, ndërtim pelitik dhe thyerje guaskore. Kryesisht janë të tipit mikrosparitik e më pak mikritik të rikristalizuar, pak të dolomitizuara. Jane të varfër në faunë dhe ndërpriten nga dejza të shumta kalciti të gjeneracionit diagjenetik.

Trashësia e përgjithshme e këtyre depozitimeve arrin deri në 950 m. Në të gjithë depozitimet karbonatike të Kretakut të sipërm është i zhvilluar fenomeni i karstit, i formës së relievit karstik. Kjo kushtëzohet nga forma e relievit, që është ajo e një kurrizoreje pothuajse simetrike.

Depozitimet e Eocenit

Këto depozitime kanë përhapje të vogël në lindje të Mamurrasit ku vendosen mbi depozitimet karbonatike të Kretakut të sipërm. Litologjikisht këto depozitime përfaqësohen nga gëlqerorë biomikritikë me foraminifere të mëdha, shtresë mesëm e rrallë shtresë trashë.

Depozitimet e Oligocenit të poshtëm

Depozitimet e Oligocenit të poshtëm shtrihen në lindje të linjës Laç – Mamurras. Pjesa e poshtme përfaqësohet nga pakoja merglore kalimtare, me përbërje litologjike pothuajse të njëjtë. Mbi pakon merglore kalimtare, vijon suksesivisht një flish i hollë argjilo-ranor.

IV.2.3. Zona e Ultësirës Adriatike

Depozitimet e Neogjenit.

Këto depozitime në rajon takohen më shumë në pjesën jugore të rajonit, në jug të Laçit, në linjën Mamurras – Patok. Përfaqësohen nga depozitime të Tortonianit dhe Pliocenit të poshtëm

Depozitimet e Tortonianit

Këto depozitime takohen në veri të Laçit dhe në trajtën e një rripi të ngushtë lindje të Sanxhakut dhe Gjonmit.

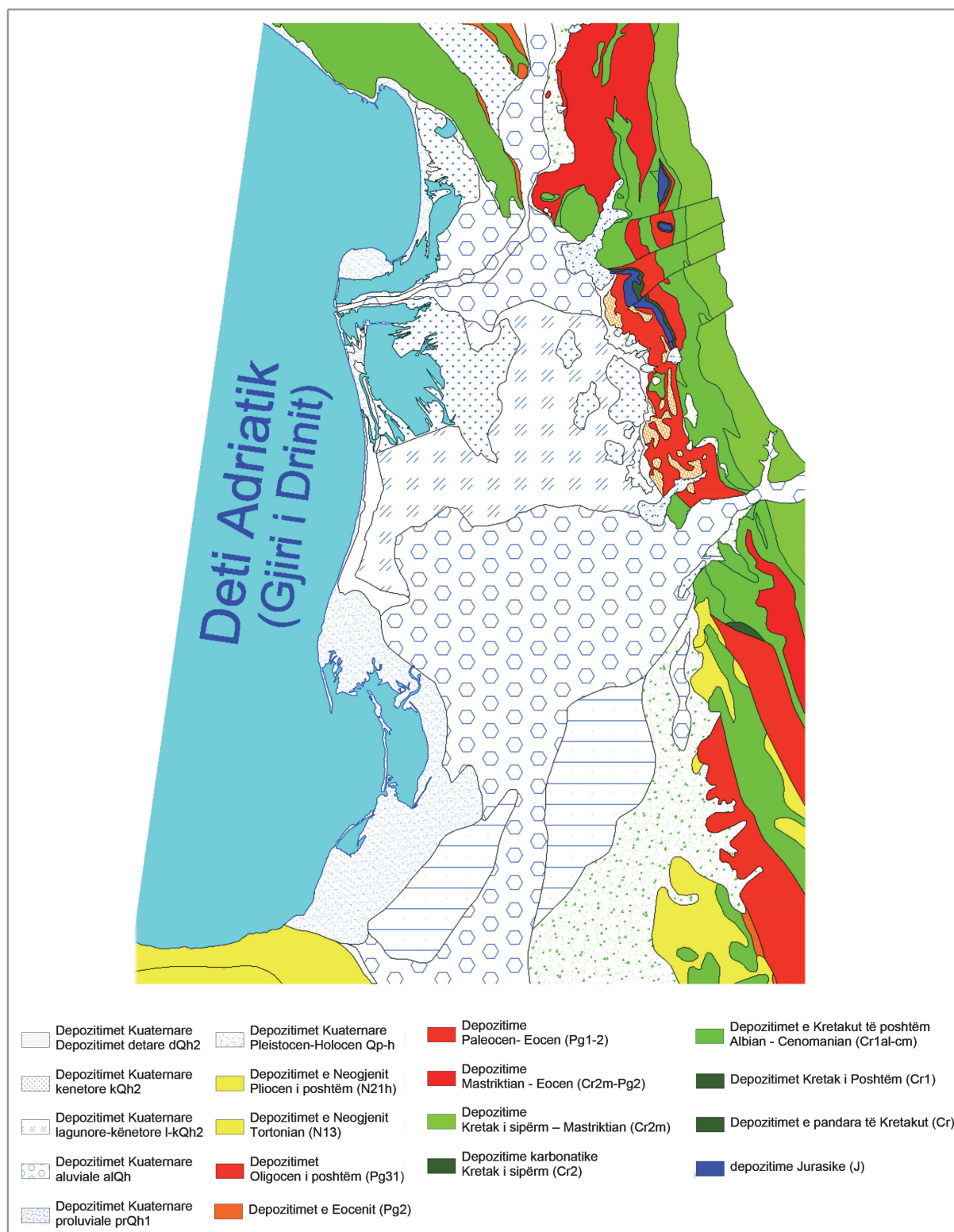


Figura 11. Harta Gjeologjike e rajonit të studimit (Sipas Onuzi, K., et al. 2005 dhe Karaj, N. 2010)

Dolomitët dallohen lehtë në terren nga gëlqerorët si pasojë ngjyrës gri të errët. Në thyerje të fresket dolomitët kanë ngjyrë bezhë me nuanca në kafe të çelur. Janë kokërrizimët me teksturë masive homogjene.

Depozitimet e Tortonianit, si në sipërfaqe ashtu dhe në thellësi, përfaqësohen nga dy litofacie: njëra ranoro-argjilore dhe tjetra argjilo-ranore. Nga ana litologjike, këto depozitime përfaqësohen nga alternime të njëpasnjëshme midis pakove të trasha ranorike dhe atyre argjilo-alevrolitore. Shpesh here në këto depozitime takohen horizonte makrofaunë me trashësi 1 – 2m të përfaqësuara kryesisht me ostrea.

Ranoret paraqiten në trajtë pakosh të trasha prej 4 – 5m deri 15 – 20 m. Ngjyra e tyre është gri e errët deri kafe e çelur. Janë kokrrizë mëdhenj deri kokrrizë mesëm me një çimentim jo shumë të fortë.

Depozitimet e Pliocenit të poshtëm

Këto depozitime i përkasin formacionit “Helmësi”, shtrihen përgjatë buzës perendimore të kodrave bregdetare dhe vendosen në mënyrë transgresive mbi strukturat e zonës Kruja. Fillojnë me shfaqjen në prerje të shtresave ranoro-konglomeratike. Mbi shtresat ranore dhe konglomeratike vijojnë në prerje shtresa argjilore dhe paketa argjilo-ranore shtresë holla dhe shtresë mesme.

Ranorët kanë forma shtresore me trashësi prej 4 – 8cm deri në 20 – 30cm, ngjyrë hiri të verdhë. Janë të shkrifët nga çimentimi i dobët. Ata janë kokrrizë vegjël dhe kokrrizë mesëm, polimineralë, të tipit kuarcofeldshpatik.

Argjilat predominojnë në prerje. Ato kanë ngjyrë gri hiri deri në të kaltër, të buta deri në kompaktë dhe hera-herës shumë mikore.

Konglomeratet përbëhen nga zaje të formave të ndryshme. Takohen zaje të rrumbullakuara deri gjysëm të rrumbullakuara me madhësi mesatare 4 – 10cm. Janë kryesisht zaje kuarcitesh, serpentinitesh, gabro-dunitesh si dhe gëlqerorësh e ranorësh të moshave nga ato të vjetra deri në të rejtat, duke filluar nga ato me moshë jurasike.

Depozitimet Kuaternare

Këto depozitime kanë përhapjen më të madhe në rajon, dhe janë objekt i studimit. Ato mbulojnë gjithë ultësirën mes Lezhës, Milotit dhe Mamurrasit. Kufizohen në perëndim nga deti Adriatik dhe në lindje nga relievi kodrinor. Në veri përtej kufirit të rajonit tonë, i cili vendoset në ngushtimin e luginës së lumit Drin prej Malit të Rencit dhe Kodrës së Lezhës, këto depozitimve vazhdojnë drejt veriut deri në Shkodër. Në jug ato vazhdojnë përtej kufirit jugor të rajonit të studimit, i cili krijohet nga shtrati i përroit të Drojës.

Ndryshimet litologjike të depozitimeve kuaternare janë të lidhura me ndryshimet që kanë pësuar kushtet e depozitimit. Në këtë mënyrë horizontet e fuqishme zhavorore të zonës së Fushë-Kuqes lidhen gjenetikisht me prurjet e lumit Mat, po kështu zhavorret që takohen në zonën Fushë Mamurras - Bushnesh lidhen me përroit e Drojës. Fragmente të këtyre depozitimeve vërehen në luginat lumore dhe në shpatet e rrafshinat malore, duke përfaqësuar në këtë mënyrë pothuajse të gjitha tipet gjenetike nga ato kontinentale (eluvione, deluvione, koluvione, proluvione, aluvione, kënetore, liqenore), ndërmjetëse (lagunore, deltore) dhe depozitimet detare.

Trashësia maksimale e depozitimeve të Kuaternarit në planshet i kalon edhe 200 metrat në sektorë e grykëderdhjes së lumit Mat. Këto depozitime i kemi ndarë në tre grupe kryesore:

- Depozitimet e Pleistocen – Holocenit
- Depozitimet e Holocenit të hershëm
- Depozitimet e holocenit të vonshëm

Pleistocen-Holoceni

Në këtë rajon, depozitimet e Pleistocen-Holocenit kanë përhapje të gjerë në të gjithë pjesën fushore të saj. Ato ndërtojnë fushën e Thumanës, Laçit, Fushë Kuqen, fushën e Milotit dhe bashkimin e luginave të përroit të Manatisë dhe Drinit të Lezhës. Depozitimet janë të përziera koluviale, proluviale, deluviale, të përfaqësuara kryesisht nga brekçie shpati.

Depozitimet e Holocenit të hershëm janë depozitimet kuternare që kanë formuar zonën fushore të territorit të Bashkisë Lezhë, duke patur përhapjen më të madhe të këtyre depozitimeve në përgjithësi. Ato ndërtojnë fushat e Zadrimes dhe Bregut të Matës. Përfaqësohen kryesisht nga depozitime aluviale, argjila dhe rëra dhe më pak nga depozitime proluviale dhe deluviale, zhavore të përziera me rëra. Trashësia e përgjithshme e kuaternarit në këtë zonë arrin deri 40 m.

Holoceni i vonshëm

Këtu takohen pothuajse të gjitha tipet gjenetike të përfaqësuara nga: depozitime aluviale kënetore-liqenore; lagunore dhe depozitimet detare.

Depozitimet aluviale

Këto janë depozitimet më të përhapura dhe zënë pjesën perendimore të rajonit nga lumi Mat deri në jug të përroit të Drojës dhe veriun e lumit Ishëm.

Përfaqësohen nga zhavorret e sotme të zallishtoreve dhe të tarracave mbizallistore të lumenjve Mat, Ishëm, dhe përroit të Drojës, të mbuluara nga shtresa argjilash, rërash dhe zhavorre të varrosura me ndërthurje argjilore me gjenezë lumore kënetore dhe detare.

Trashësia e depozitimeve aluviale të sotme dhe ato të tarracës aluviale të varrosur në grykën e lumit Mat dhe në thellësi, në drejtim të detit Adriatik, arrin deri në 300 metra. Këta aluvione përbejnë dhe rezervuarët ujorë me të fuqishëm të zonës, të lumit Mat dhe Fushë Kuqes.

Depozitimet lagunore-kënetore dhe kënetore

Këto depozitime ndodhen pothuajse në pjesën jug-perendimore të rajonit e shtrihen gjatë buzës lindore të detit Adriatik në fushën e Bregut të Matës, pranë Lagunës nga Ishulli i Shëngjinit deri në Tale si dhe në formë pullash në afërsi të Zejmenit. Përfaqësohen nga ndërthurje shtresash argjilore, alevrolitore me trashësi 10-15 m. Karakteristika kryesore e këtyre depozitimeve është mungesa në to e lëndëve organike dhe prania e faunës detare

Depozitimet detare

Këto depozitime kanë përhapje përgjatë gjithë zonës bregdetare të rajonit dhe kanë gjerësi nga 1 deri në 3 km. Përfaqësohen kryesisht nga rëra të madhësive të ndryshme kryesisht rëra të imta plazhi, rrallë me pak material organik bimor, dhe shpesh të shoqëruara edhe me shkrifërime detare. Rërat e kësaj zonë janë të pastra dhe me to janë të lidhura plazhet si ai i Shëngjinit, i Patokut etj. Përhapen dhe në zonën nga Rrjollit deri në grykëderdhjen e lumit Mat.

IV.3. Aktiviteti sizmik në rajonin e studimit

Në pikëpamje të aktivitetit sizmik, ky rajon hyn në zonat sizmike aktive (Ormeni, R., et al. 2013). Ai gjendet në ballë të përplasjes Adriatike, në ballin e thyerjes tektonike aktive Shkodër-Pejë dhe qëndron përmbi tërthoren Gjiri i Drinit-Lezhë, të gjitha këto kanë kontribut të lartë në totalin e eventeve sizmike që ndodhin në vendin tonë. Rajoni i studimit përbën një nyje lidhëse të këtyre thyerjeve. Rajoni Shëngjin – Lezhë bën pjesë në hapësirën Lezhë – Ulqin, ku ngjarjet sizmike me magnitudë $M > 4.0$ të regjistruara, përfaqësojnë 14% të totalit, çka e bën atë rajonin sizmik më aktiv të vendit tonë.

Kapitulli V.

Përpunimi i të dhënave, rezultatet dhe interpretimi i tyre

V.1. Historku i punimeve të kryera dhe qëllimi i tyre

Rajoni i marrë në studim në këtë tezë doktore ka qenë objekt i kërkimeve gjeologjike të kryera në kohë të ndryshme nga të kryera nga disa ekspedita gjeologjike me qëllime të caktuara.

Fillimisht rajoni është studiuar në vitet 1957-1959 nga ekspedita sovjetike e drejtuar nga Nikiforova B.D., rezultat i së cilës ka qenë një raport me rezultatet e puseve të shpimit nga fusha e Zadrimës e deri në shtratin e Përroit të Drojës.

Qëllimi i ekspeditës ishte studimi i katit të sipërm strukturor, perspektiva e naftë-gazmbajtjes dhe ajo e qymyrmajtjes së rajonit. Rezultatet janë përshkruar në një raport në gjuhën ruse të arshivuar në AQTGJ të Shërbimit Gjeologjik Shqiptar, ku përfshihet dhe një hartë në shkallën 1:50,000 e materialit faktik (Nikiforova B.D., et al. 1959) (fig. 12).

Raporti bazohet në rezultatet e 28 puseve shpimi, 23 prej të cilëve janë marrë në shqyrtim në këtë doktoraturë duke përjashtuar ato që ndodhen jashtë rajonit të studimit. Për paraqitjen e tyre në këtë doktoratë është përdorur indeksi “RUS”.

Në të njëjtën kohë është ndërmarrë një ekspeditë e drejtuar nga gjeologu sovjetik Danilov B.D. në rajonin Prezë-Fushë-Krujë-Lezhë nga i cili ekziston një hartë gjeologjike në shkallë 1:50.000 dhe rezultatet e 8 puseve të shpimit, të cilat janë nxjerrë nga Plaku, K., (1964) (fig. 13) në një studim përgjithësues mbi perspektivën qymyrmajtëse. Nga shpimet u morën në shqyrtim tre prej tyre që ndodhen në rajonin e grykës së Milotit. Këto shpime janë paraqitur në këtë doktoratë me indeksin “BLV”.

Materiali më i bollshëm ka qenë ai i shpimeve me qëllime hidrogjeologjike mbi njohjen e ujëmbajtjes së rajonit. Një sasi prej 91 pusesh shpimi me thellësi të ndryshme janë realizuar nga Ndërmarrja Hidrogjeologjike në periudhën 1975-1977 (Bisha, G., et al. 1978) (fig. 14). Të gjitha shpimet e paraqitura në këtë raport janë përfshirë në këtë doktoraturë dhe janë shënuar me indeksin “HID”.

Megjithatë këtyre raporteve i mungon përcaktimi moshor me radiokarbon. Kjo e dhënë shtohet prej studimit të realizuar nga Unclu (2011) (fig. 14). Unclu paraqet një studim që përfshin hapësirën mes Shëngjinit e Lezhës dhe shtrihet përtej rajonit të studimit deri në fshatin Balldre. Studimi është mjaft i detajuar dhe modern. Veç të tjerave Unclu përpaket të përcaktojë disa pozicione të mundshme të vijës bregore prej 6 Mv BP (mileniumi i 4-t BC, Neolitik i mesëm) (fig. 15) deri në shekullin e 10-të (Periudha e Mesjetës së Hershme)(fig. 16). Rezultatet e arritura nga Unclu bazohen në interpretimin e të dhënave nga 53 shpime dore. Sipas Unclu (2011), pjesa më e sipërme e të dhënave të këtyre shpimeve i përket fazes prograduese dhe ka gjenezë aluviale. Kjo fazë mbulon depozitimet detare të detit të cekët dhe tregon se gjatë fazës së parë të Holocenit deti përparoi deri 13 km në drejtim të lindjes duke e përmbatur hapësirën e marrë në studim në këtë doktoraturë. Prej materialit të shpimeve, Unclu kreu 57 përcaktime moshore me radiokarbon. Të gjitha të dhënat e Unclu janë përdorur në interpretimet e kryera në këtë doktoraturë.

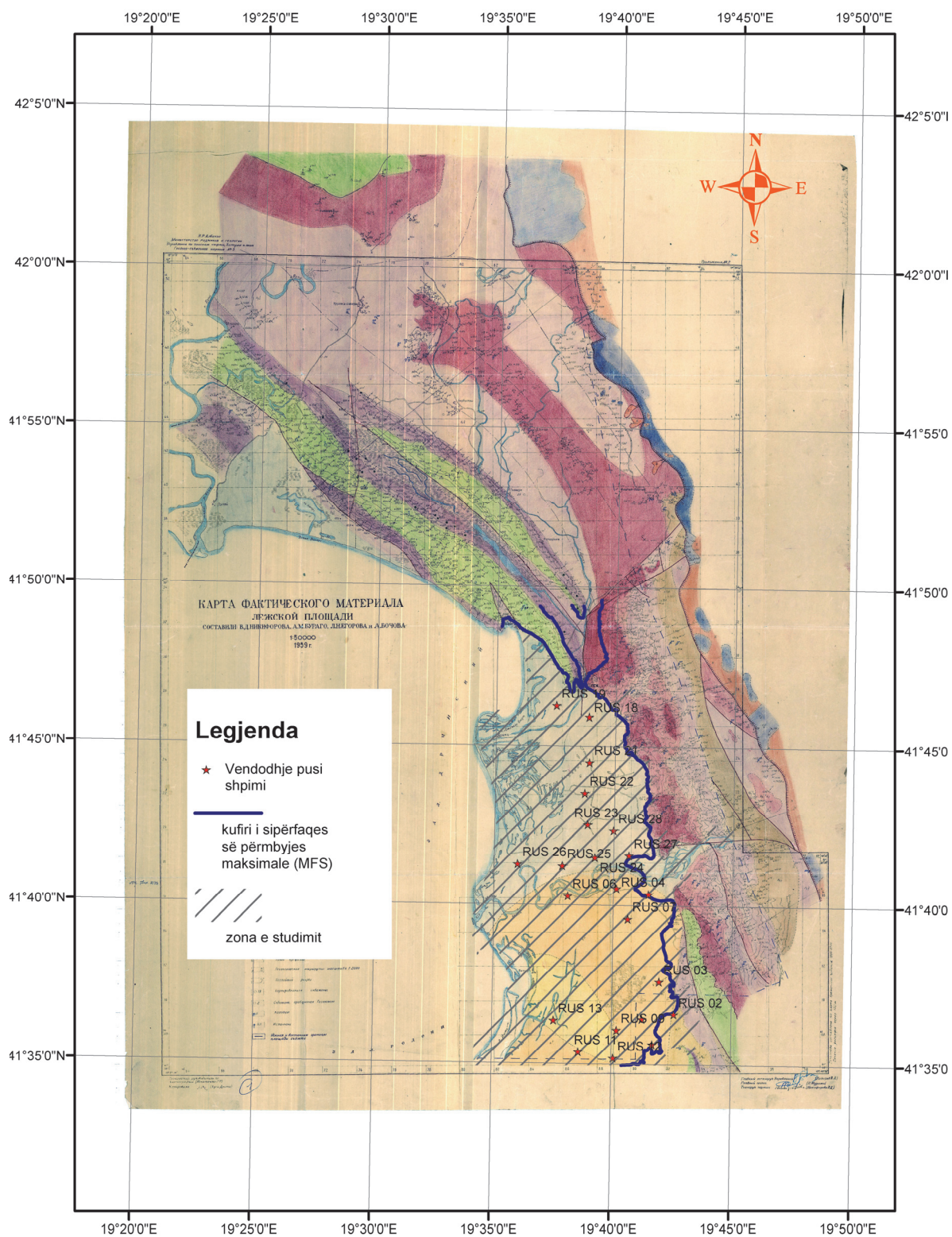


Figura 12. Harta e materialit faktik nga Nikiforova B.D., et al. 1959

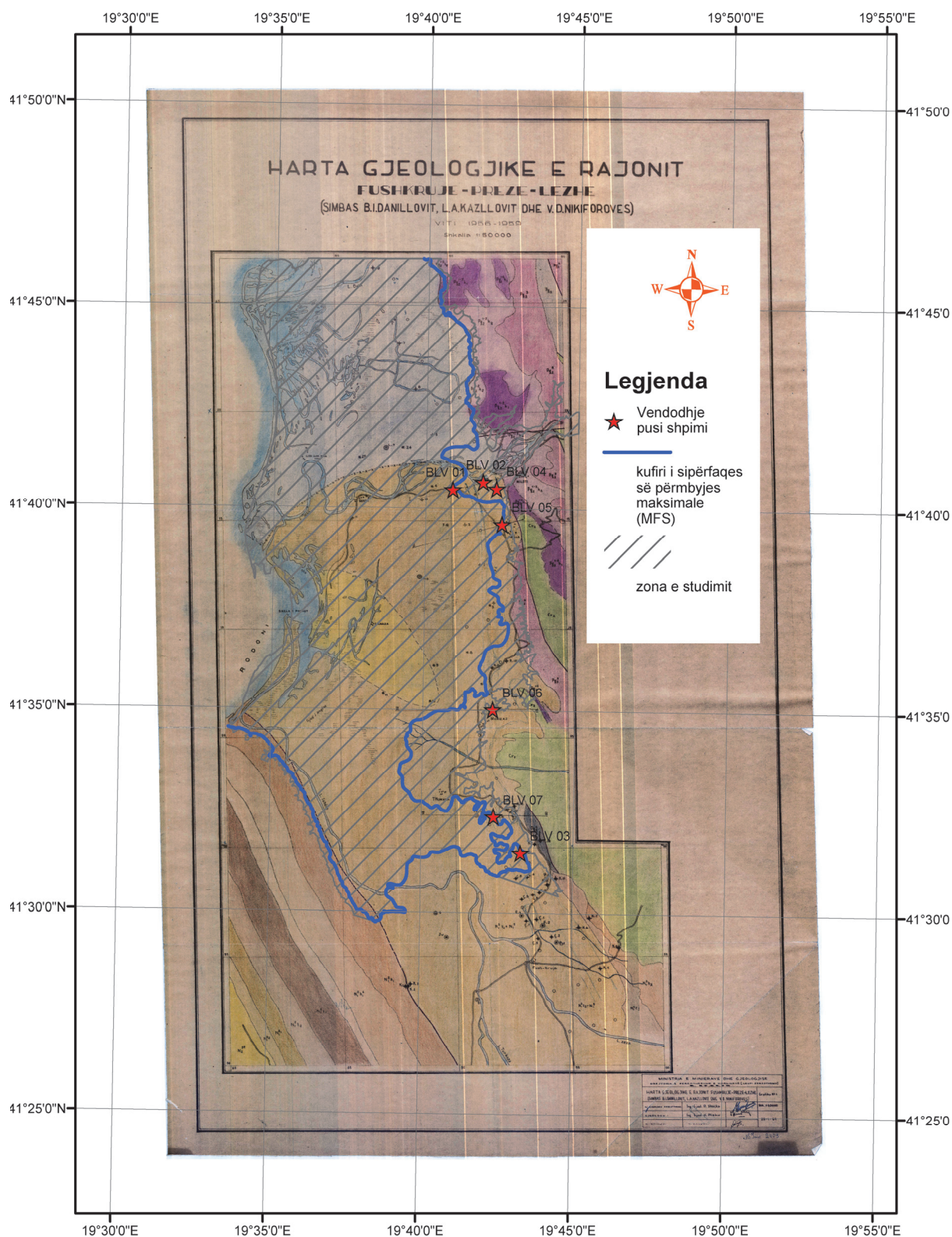


Figura 13. Harta e punimeve të Danilov, Kazlov dhe Nikoforova 1956-1959 botuar prej Plaku, K. (1964)

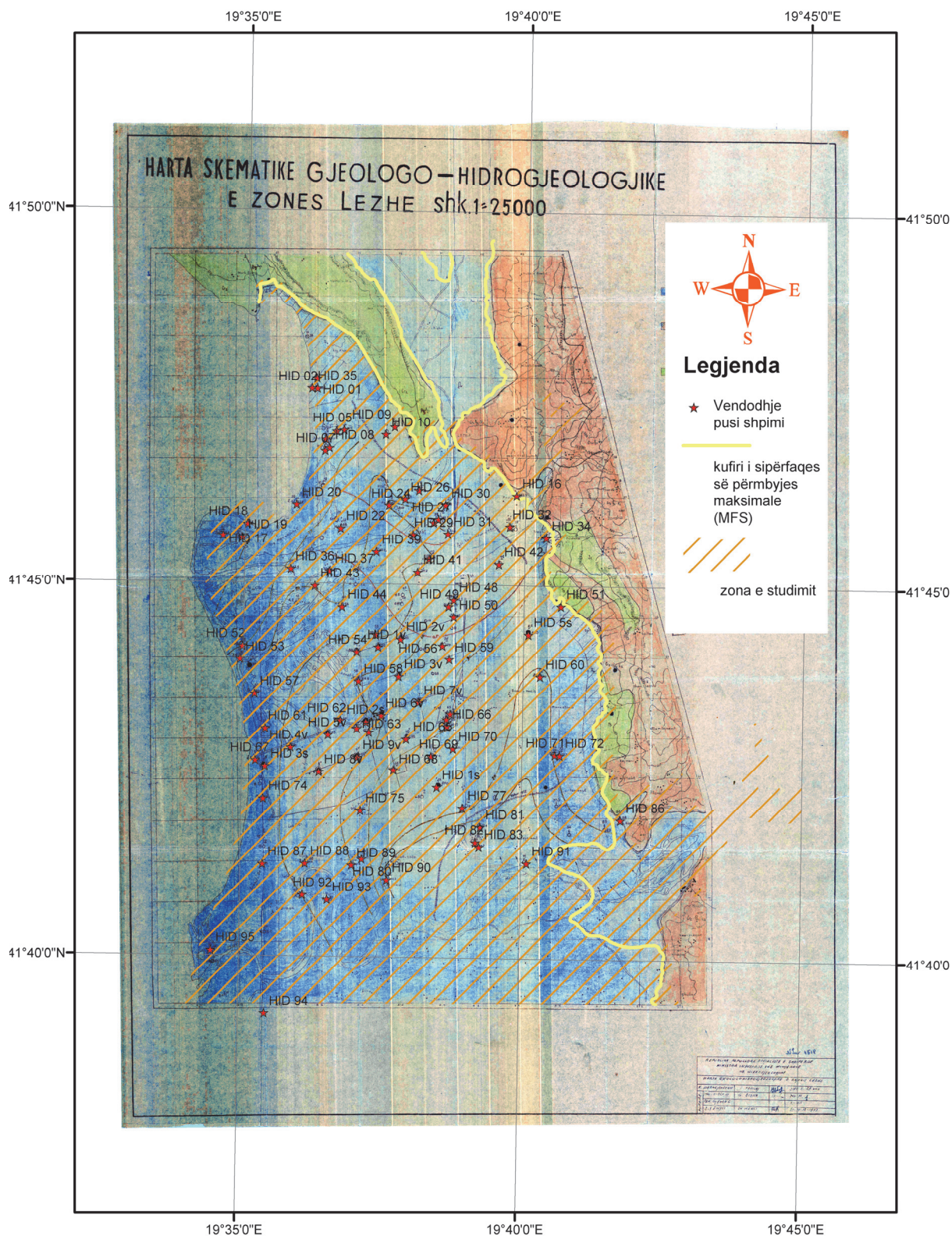


Figura 14. Harta e puseve të realizuar nga Ndërmarrja Gjeologjike gjatë viteve 1975-77 në rajonin e studimit

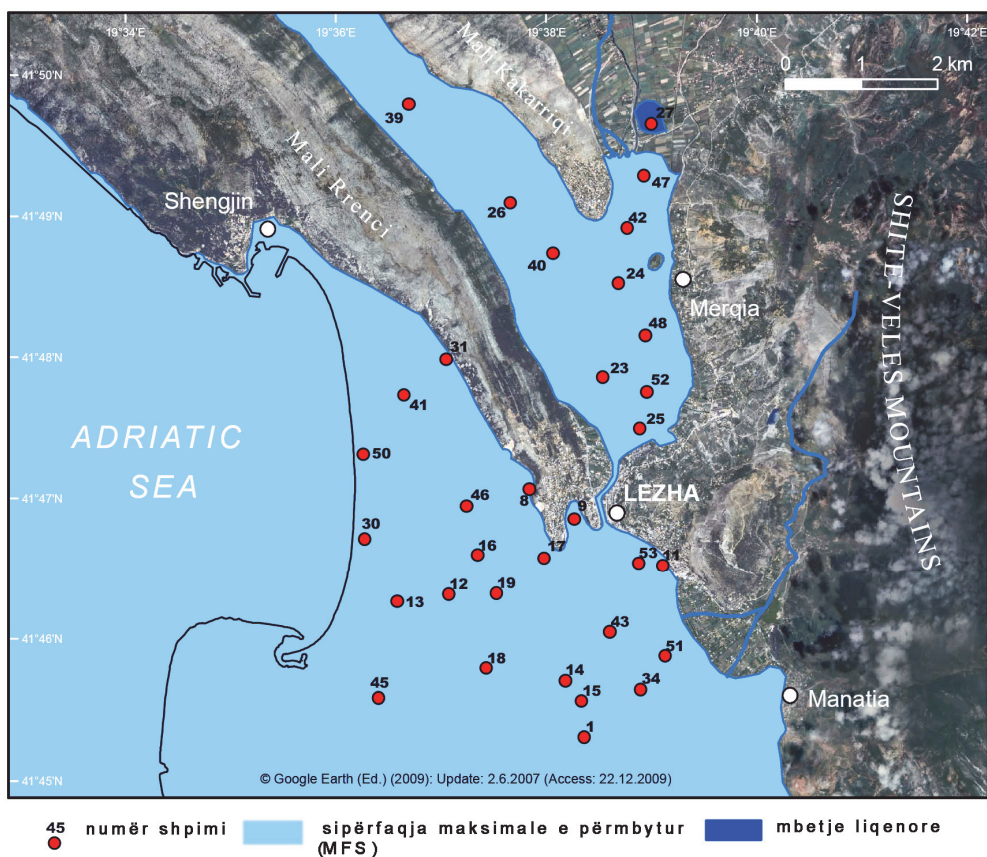


Figura 15. Harta e shpimeve të Unclu (2011) dhe skenari i përmytjes maksimale ~6 Mv BP

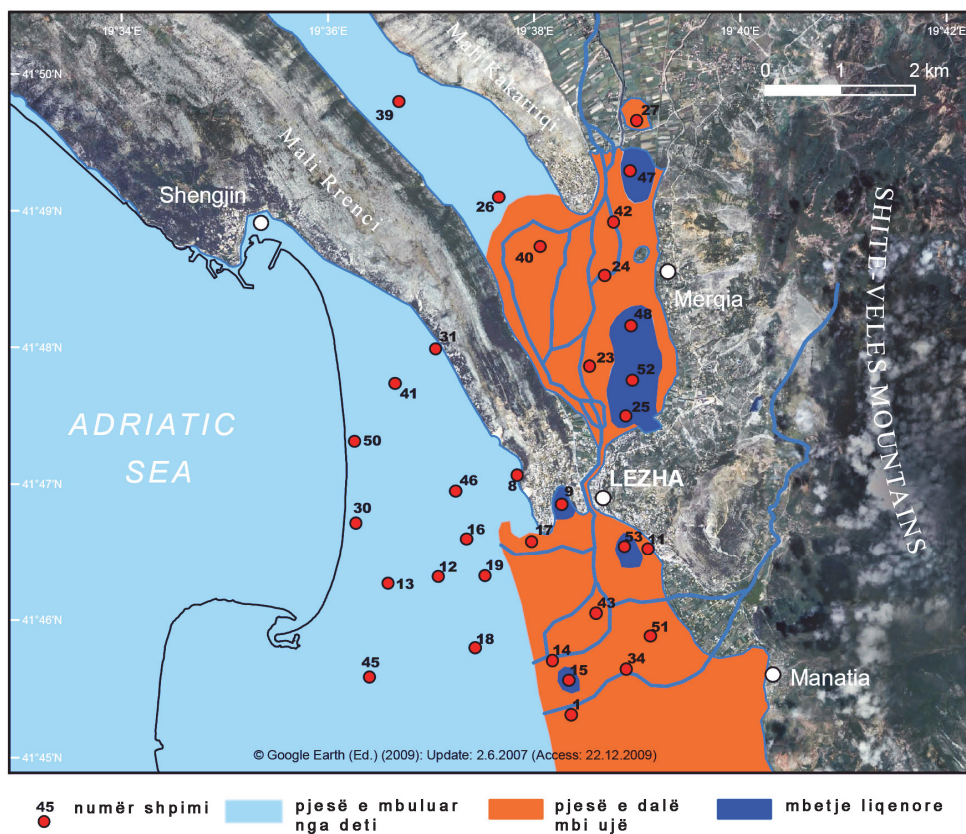


Figura 16. Vija bregore në shekullin e 10-të sipas Unclu (2011)

Përveç këtyre punimeve fushore të cilat na japin të dhëna mbi litologjinë e depozitimeve në këtë hapësirë, janë kryer edhe studime të tjera në një shkallë më të gjerë, të cilat përfshijnë gjithë hapësirën e Basenit të Adriatikut Jugor, apo të Ultësirës Adriatike. Këto kanë synuar me mënyra të ndryshme të përcaktojnë ndarjen mes depozitimeve që i përkasin Holocenit nga atyre që i përkasin Pleistocenit.

Shackleton, J.C., et al., (1984) u përqendruan të interpretojnë paleogeografinë e Mesdheut Qendror dhe Perëndimor për 125,000 vjetët e fundit. Nëpërmjet metodave gjeomorfologjike ata interpretuan duke marrë për bazë izobatin -120 metra dhe vijën e sotme bregore. E meta në këtë interpretim është mungesa e të dhënave fushore dhe përcaktimet në terren. Skema e nxjerrë prej tyre paraqitet në figurën 17.

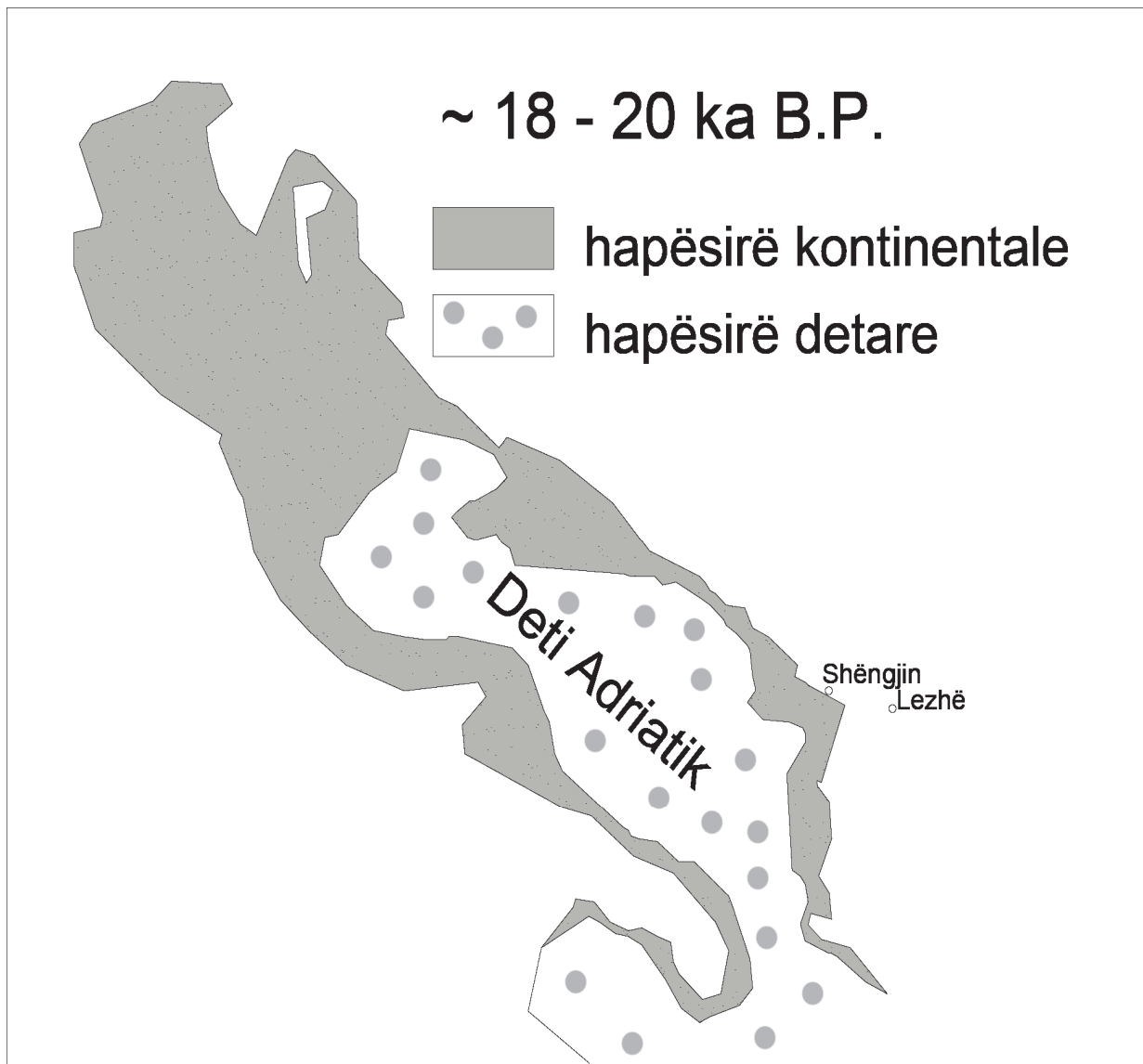


Figura 17. Skenari i ndryshimit të nivelit të detit gjatë 18-20 mijë vjetëve të fundit sipas Shackleton, J. C., et al (1984)

Mathers, S., et al. (1999), u përpoqën të japin një skenar të evolucionit të fushës bregdetare shqiptare gjatë Holocenit. Ata nëpërmjet interpretimit të të dhënave nga fotografitë ajrore historike dhe imazhet satelitore kryen një studim morfologjik të deltave të lumenjve dhe fushës përgjatë bregdetit Adriatik. Autorëve i kanë munguar të dhëna nga terreni (fig. 18).

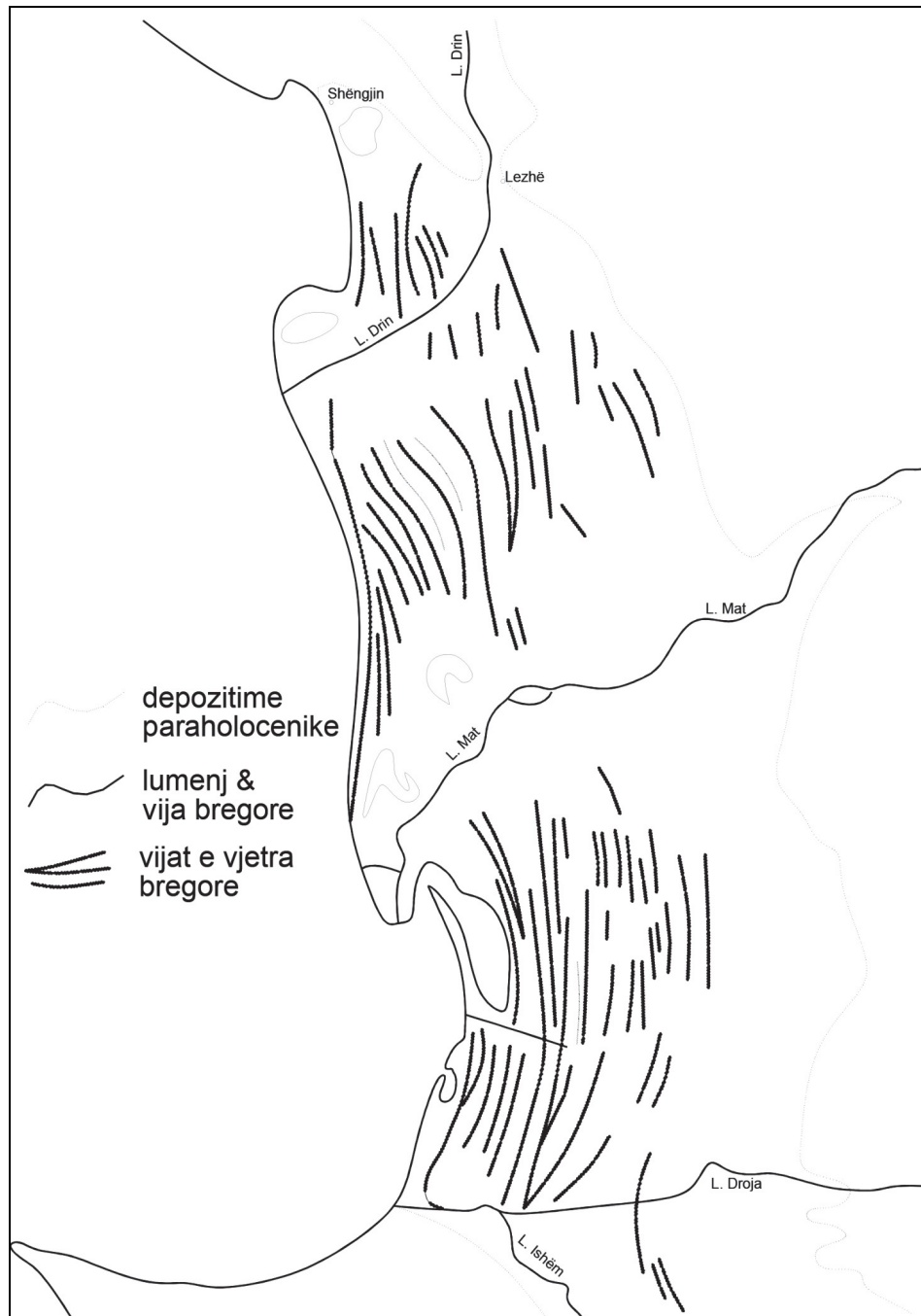


Figura 18. Skenari i ndryshimit të nivelit të detit gjatë Holocenit sipas Mathers, S., et al. (1999)

Fouache, É., et al. (2003) duke u mbështetur në analiza sedimentologjike e paleontologjike thekson se progradimi në Ultësirën Perendimore, është çështje e 500 vjetëve të fundit. Përpara kësaj fusha në studim ishte akoma pjesërisht e mbuluar nga deti.

Ai përcakton një vijë të mundshme detare, 6.5 mijë vjet më parë, në buzë të kodrave në Rreth Libofshë ku lartësia është rreth 10 metra mbi nivelin e sotëm të detit (fig. 19).



Figura 19. Niveli maksimal i detit sipas Fouache, É., et al. (2003) në Rreth Libofshë, lartësia +10m mbi nivelit e sotëm të detit (foto S. Marku 2017)

Nga studiuesit shqiptarë, studimin më të rëndësishëm për këtë qëllim e ka kryer Durmishi, et al. (2008). Ai ka drejtuar një kërkim në shkallë të gjerë për të gjithë Ultësirën Adriatike në të cilin janë kryer një numër i madh matjesh gjeofizike dhe vëzhgimesh të tjera fushore. Prej këtyre të dhënash ka qenë e mundur të bëhet një interpretim i cikleve të sedimentimit që dallohen në vertikalisht.

Durmishi Ç., et al. (2008) ndan dy cikle sedimentimi (mega sekuenca) të cilat mund të identifikohen qartë përgjatë të gjithë Ultësirës Adriatike. Cikli i parë më i poshtmi i përket Pleistocenit, ndërsa i dyti, ai sipërmi i përket Holocenit.

Cikli i poshtëm (i pari) përbëhet nga ndërthurje faciesh zhavorësh e rërash me origjinë aluviale dhe facie argjilore me origjinë detare, ndërsa i sipërmi (i dyti) ndërtohet kryesisht nga facie zhavoro-ranore, rëra, surëra, argjila, surargjila, të formuara në kushte deltaike,

lumore, lagunore, kënetore dhe litorale. Ciklet e përshkruara nga Durmishi Ç., et al. (2008) janë paraqitur në figurën 20.

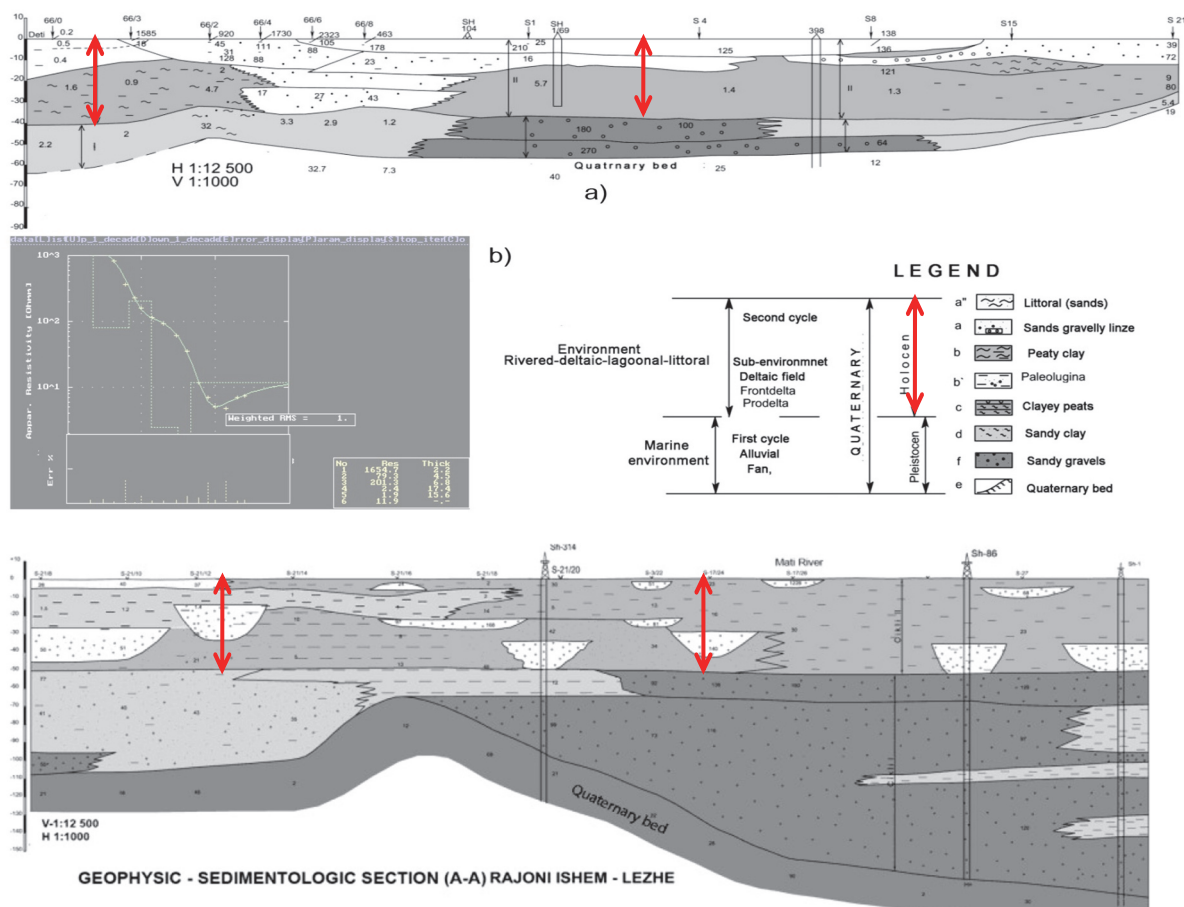


Figura 20. Modeli i cileve të sedimentimit (mega sekuencave) paraqitur për rajonin Ishëm-Lezhë nga Durmishi Ç., et al. (2008).

V.2. Metodika e përdorur në organizimin dhe interpretimin e të dhënave.

Metoda e përdorur në këtë tezë doktrale është e lidhur ngushtë me një aktivitet të gjatë dokumentacioni bibliografik mbi historinë e studimeve të kryera me kalimin e kohës në hapësirën e marrë në studim, duke qenë se zona ka shfaqur interes, dhe ka qenë subjekt i disa ekspeditave shkencore me objektiva të sakta, që prej fillimit të viteve 50-të të shekullit të shkuar. Harta e vendodhjes së shpimeve të përdorura në këtë doktoraturë jepet në figurën 21.

Që prej Holocenit të vonë, evolucioni natyror i deltave të lumenjve ka qenë i një rëndësie të veçantë për njerezimin, në aspektin e burimeve natyrore (ujë, dru, sedimente, depozita minerare, prodhim bujqësor, gaz, naftë etj.), rritja e popullsisë globale ka qenë e varur prej disponueshmërisë së këtyre burimeve. Prandaj, kuptimi i strukturës, kufinjve dhe shpërndarjes hapësinore të depozitimeve të Holocenit bëhet thelbësor në drejtim i vlerësimit

të resurseve natyrore, planifikimit të ardhshëm të zonave bregdetare dhe politikave të ruajtjes së ekosistemeve deltaike.

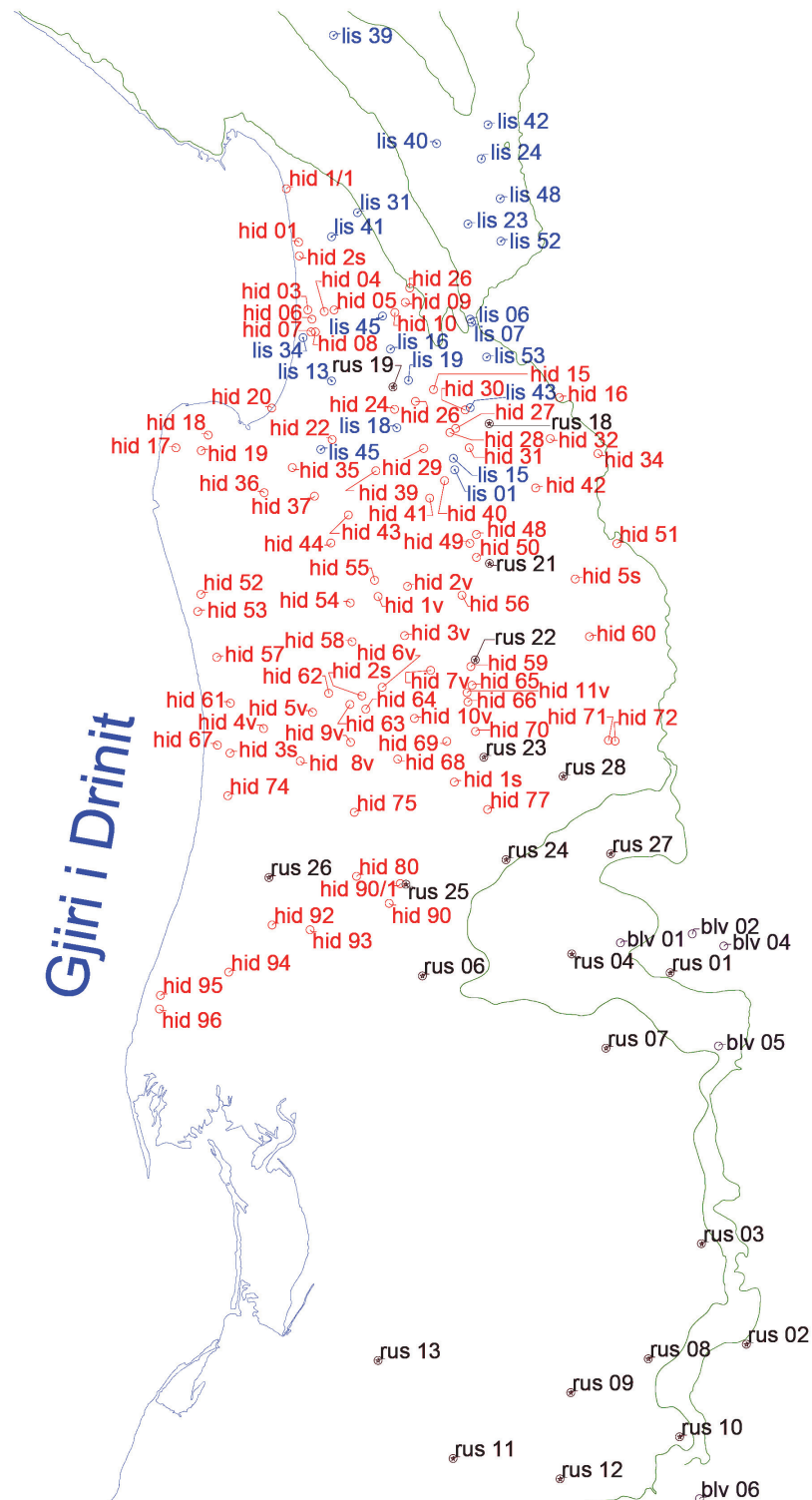


Figura 21. Harta e vendodhjes së shpimeve të përdorura në këtë doktoraturë

Qëllimi i kësaj teze është riorganizimi të dhënave të mbledhura nga gjeologë më të vjetër, për qëllime të tjera nga ato të studimit të depozitimeve të Kuaternarit, dhe analizimi e tyre nën këndvështrimin e stratigrafisë sekuenciale. Rezultati i pritshëm në fund të interpretimit do të jetë një kufi që ndan depozitimet e nënperiudhave të Pleistocenit dhe Holocenit në kolonën litologjike të zonës të marrë në studim, një ndërtim i zhvillimit të zonës kryesisht në Holocen, dhe arsyet pse peisazhet u krijuan të tillë. Nëpërmjet kësaj do të hidhen rekomandime për të ardhmen, mbi rreziqet e mundshme dhe shmangien apo uljen e efekteve të tyre dëmtuese në jetën e qytetarëve. Synimi i kësaj teze doktore është të kontribuojë në shtrirjen e metodës për të gjithë zonën fushore të Shqipërisë, dhe më tej në vlerësimin e depozitimeve detare të “onshore-it”, “offshore-it” dhe zonës së shelfit të Shqipërisë.

Pas studimit të këtyre informacioneve, hartat e shpimeve dhe shpimet janë rivizatuara dhe sëbashku me të gjithë informacionin e disponueshëm prej këtyre ekspeditave gjeologjike, janë ndërtuar modele stratigrafike që përshkruajnë me saktësi kufinj të vertikale, laterale dhe sipërfaqet kyçe të stratigrafisë sekuenciale, duke konfirmuar faktin se parimet e kësaj disipline mund të aplikohen lehtësisht duke pasur si burim të dhënash ato të shpimeve të kryera në kohë të ndryshme.

Kështu u identifikuan sekuencat dhe kufinj të tyre, sistemet e trakteve (Aparati i Stacionimit të lartë, Aparati Depozicional Transgresiv, Aparati Depozicional Regresiv) dhe sipërfaqet kryesore (kufijtë e sekuencave, sipërfaqja transgresive dhe Sipërfaqja e përmbytjes maksimale).

Duke marrë në konsideratë informacionin sedimentologjik dhe stratigrafik mbas studimit të detajuar të bazës së të dhënave në dispozicion, rezultatet e arritura sugjerojnë se në termat e stratigrafisë sekuenciale, zona e studiuar është ndare në: Aparatin Depozicional Regresiv (RST) i përbërë nga argjilat që i poshtështrohen shtresës më të sipërme të zhavoreve. Kjo shtresë zhavorese i përket si fazës regressive (RST) dhe asaj transgresive (TST), dhe të gjitha depozitimet që e mbulojnë këtë shtresë të zhavoreve i përkasin Aparatit Depozicional Transgresiv. Të gjithë këto janë diskutuar në vazhdim.

Përveç të dhënave të kolonave të shpimeve dhe vendodhjes së tyre të nxjerra nga studimet paraendëse të kryera në hapësirën e studimit, një rëndësi e veçantë i është kushtuar hetimit për shenja të mundshme të niveleve të vjetra detate të “gdhendura” në faqet karbonatike të kodrave që e rrethojnë hapësirën e studimit. Këto nivele shërbejnë si nivele korelimi të hapësirës së akomodimit të krijuar gjatë periudhës kohore prej MIS 5.5 (~135 Mv BP) deri në ditët e sotme.

V.3. Të dhënat e grumbulluara dhe metodika e përdorur për interpretimin e tyre

Kufiri mes Holocenit dhe Pleistocenit dhe interpretimi nëpërmjet studimit të ndryshimeve të nivelit të detit ka qenë në fokus të studimeve të kryera gjatë 20 vjetëve të fundit në të gjithë botën.

Analiza e këtij kufiri është e lidhur me tre pozicionet e nivelit të detit të përcaktuara më mirë botërisht, të cilat janë niveli i arritur gjatë MIS 5.5 ose 5.5e (stadi Eemianian) maksimumi i të cilit u arrit 125 Mv BP, niveli i Maksimumit i Glacialit të Fundit (LGM) që u arrit rreth 20-19

Mv BP dhe niveli aktual i detit i cili u arrit gjatë transgresionit të fundit detar dhe përfshin brenda vetes edhe nënperiudhën e Holocenit.

Metoda e përdorur mund të klasifikohet si një metodë korrelative (Noller, J.S, et al. (Eds) 2000) e cila përpiket të realizojë një interpretim gjeokronologjik bazuar në të dhëna gjeomorfologjike.

Interpretimi fillon me njohuritë globale mbi pleogjeografinë mes dy proceseve të fundit të transgresionit detar.

Ngritja e fundit e nivelit të detit u arrit në fund të Eemianit (niveli MIS 5.5) 125 Mv BP. Ky nivel është dalluar sot kudo në detin Mesdhe e veçanërisht në detin Adriatik. Maksimumi i tij gjendet sot në përgjithësi në një pozicion topografik më të ngritur krahasuar me nivelin aktual të detit. Autorë të ndryshëm vlerësojnë se ky nivel gjendet më lart se me niveli aktual i deti +8 m sipas Ku et al. (1974), ~7.2 m mbi nivelin aktual të detit sipas Kopp et al., (2009) dhe + 5.5 deri +9 prej Dutton & Lambeck (2012). Ky i fundit është mendimi më i pranuar botërisht pasi përfshin në fakt të gjithë vlerat e tjera të përmendura më lart.

Një pozicion mbi 20 metra i treguesit të MIS 5.5 në lidhje me vijën e sotme bregore tregon për një regjim tektonik ngritës gjatë transgresionit të fundit, ndërsa pozicioni nën këtë kuotë flet për kushte të subsidencës (Antonioli et al. 2002; Pirazzoli, P.A. 2005).

Mbas MIS 5.5 kemi një periudhë glaciale e cila karakterizohet nga një ulje e nivelit të detit deri në 19-20 Mv BP. Ulja e nivelit të detit deri në maksimumin e ftohjes së fundit të quajtur LGM ishte -135m (Dutton, A., Lambeck, K. 2012; Vacchi, M., et al. 2016).

Mbas LGM, prej 19-20 Mv BP e deri në momentin aktual filloi një periudhë interglaciale, e cila karakterizohet nga një ngritje e nivelit të detit. Kjo ngritje sipas Vacchi, et al. (2016) u karakterizua nga një ngritje e pandërprerë me një ngadalësim rreth 7.5 Mv BP dhe me një ngadalësim akoma më të madh gjatë 4 mijë vjetëve të fundit. Edhe Lambeck, et al. (2014) E ndan ngritjen eustatike të nivelit të detit në disa faza, (1) në ngritje e shkurtër dhe e shpejtë e ndjekur nga një interval i shkurtër i nivelit gati konstant të detit mes 20 Mv BP dhe 16.5 Mv BP; (2) faza kryesore e ç'akullzimit me një ngritje të shpejtë të nivelit të detit të ndodhur mes 16.5 ka BP dhe 8.2 Mv BP; (3) një rënie progresive e rritjes së nivelit të detit prej 8.2 Mv deri 2.5 Mv BP dhe (4) një nivel gati konstant i detit deri rreth 100–150 vjet më parë.

Pra që të dy këta studiues të rëndësishëm flasin për një transgresion të ndarë në dy faza të rritjes së nivelit eustatik faza e parë mes 8.2 dhe 7.5 Mv BP me ngritje të shpejtë, dhe ajo pasuese që përkon me Holocenin e vonë, e cila karakterizohet nga nivel deti me ngritje të ngadaltë deri në gati konstant.

Nga vëzhgimet fushore të realizuara në kuadër të kësaj doktoreture janë dalluar shenjat e gjeomorfologjisë të shenjave të gërryerjeve nga valët e detit dhe baticë-zbaticat në faqet e Malit të Rencit (Shëngjin) në Malin e Shelbunit (Lezhë), dhe në fshatin Zejmen (fig. 22; fig. 23).

Shenjat i përkasin dy niveleve topografike, më i sipërmi, i indeksuar Slia, ndodhet në lartësi +25 deri +30 metra mbi nivelin aktual të detit dhe më e poshtmi, i indeksuar Slib, ndodhet në lartësi mes +9 dhe +10 metra mbi nivelin aktual të detit.

Të gjitha shpimet e përmendura në këtë doktoraturë të cilat janë realizuar mes viteve 1956 – 2011, u analizuan duke marrë parasysh përfundimet e nxjerra nga Durmishi et al. (2008) për ndarjen e megasekuencave. Në këtë këndvështrim trashësia më e madhe e depozitimeve

kuaternare në këtë hapësirë studimi është kapur në shpimet HID2s dhe HID3s, përkatësisht 259.9 m dhe 269.8m. Në këto kolona dallohet një përsëritje e facies argjilore dhe asaj zhavorore. Nisur nga interpretimet e Durmishi et al., (2008) që e konsideron facien zhavorore-ranore si të origjinës aluviale dhe facien argjilore të sekuencës së poshtme si të origjinës detare është interpretuar kontakti më i sipërm zhavor-argjilë ose rërë-argjilë si kontakti mes argjilave të krijuar në kushtet detare gjatë transgresionit që përfundoi në MIS 5.5 dhe regresionit që ndodhi mes MIS 5.5 dhe LGM.

Nga bashkimi i këtij kufiri për të gjitha shpimet e marra në shqyrtim u krijua në sipërfaqe e cila përbën sipërfaqen e **Aparatit Depozicional Regresiv** (Regressive System Tract), **RST**.

Kjo dallohet nga figurat gjeomorfologjike të luginave të gërryerjes (Incised Valley) që krijohen nga përparimi i lumenjve drejt perëndimit gjatë regresionit dhe sipërfaqes e erozionit nga valët (Raviment Surface) (fig. 24).

Facia zhavorore-ranore që ndodhet direkt mbi facien argjilore, i përket si fazës regressive (RTS) ashtu edhe asaj transgresive (**Aparatit Depozicional Transgresiv** - Transgressive System Tract - **TST**) pasi facia zhavorore është krijuar si gjatë përparimit të lumenjve drejt perëndimit, por edhe gjatë tërheqjes së tyre, kurse facia ranore është krijuar nga depozitime litorale të cilat kanë mbuluar facien zhavorore aluviale të RST gjatë përparimit të detit drejt lindjes.

Kjo facie mbasi përmytet nga deti mbulohet nga facie argjilore ose suargjilore e detit të cekët që i përket përsëri TST, dhe përcaktohet si e tillë nga Unclu (2011). Mbas ndalimit të transgresionit të vrullshëm hapësira e akomodimit fillon të mbushet me sedimente e për pasojë të zvogëlohet, duke i lënë dalë ngadalë kalimit nga depozitime të detit të cekët në ato pranëbregdetare (brackish) derisa shkohet në depozitimet e **Aparatit të Stacionimit të lartë** (Hihgstand System Tract) – **HST** i cili dallohet kryesisht nga facie suargjilore, suranore apo ranore. Kjo e fundit përfaqëson bregun e detit që tërhiqet. Interpretimi i secilit shpim të marrë në studim jepet në shtojcën e kësaj doktorature.

Thellësia më e madhe e RTS është kapur në shpimet HID-82 (-103.7 metra nën nivelin e detit) dhe HID-59 (-90.37 metra nën nivelin e detit)(fig. 25). Thellësia e kapur nga shpimi HID-82 tregon nivelin më të ulët të regresionit në LGM. Distanca mes kësaj pike dhe nivelit Slia të dalluar në faqet e kodrave është afërsisht 135 metra, gjë që tregon se ky është niveli i detit të kapur në kulmin e transgresionit gjatë MIS 5.5. Për rrjedhojë niveli Slia përbën nivelin maksimal të përmytjes gjatë transgresionit të ndodhur gjatë 20 mijë vjetëve të fundit.

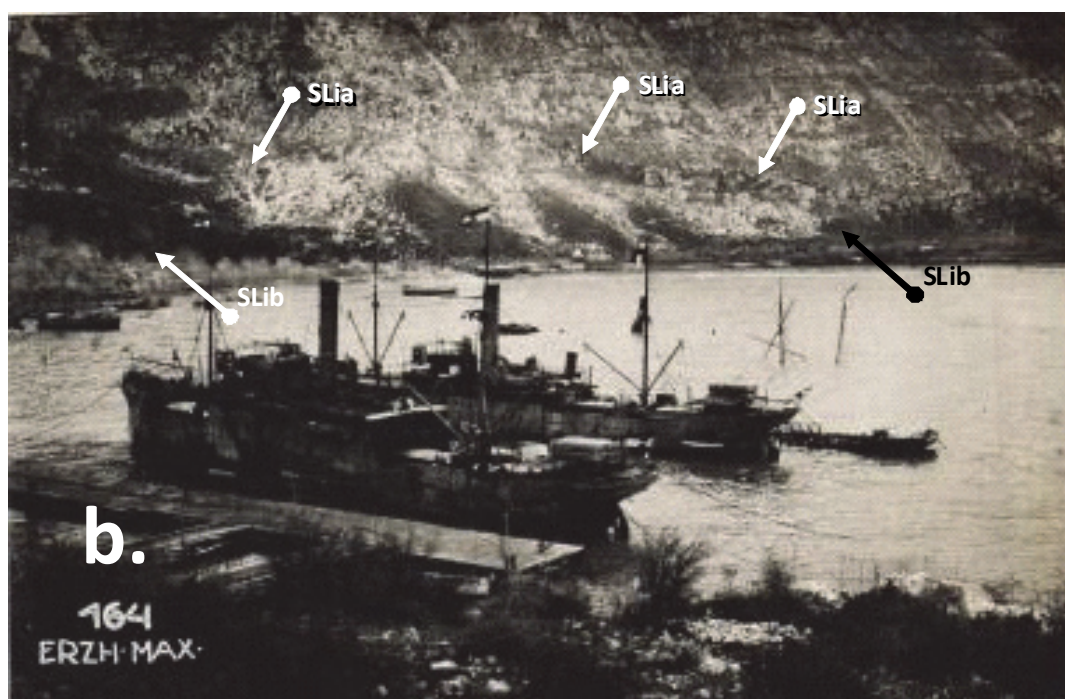
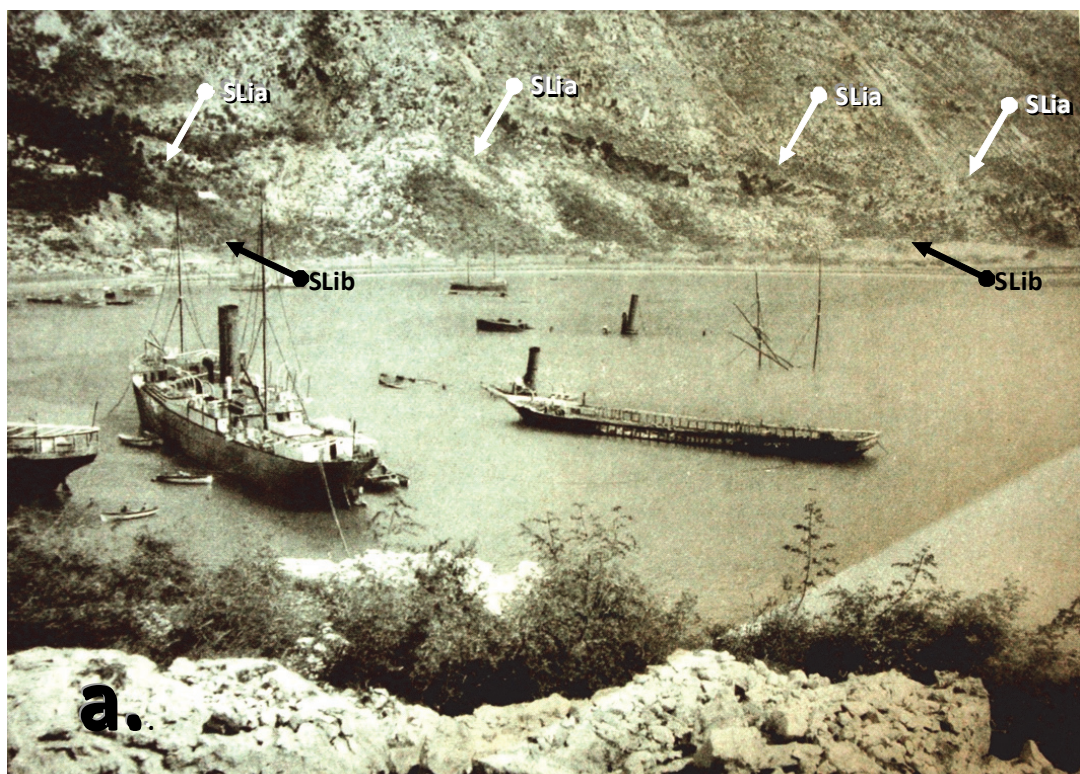


Figura 22. Pamje historike të vitit 1916 të Malit të Rencit Shëngjin, ku bien më mirë në sy nivelet SLia dhe SLib, pasi qyteti i Shëngjinit nuk ishte ndërtuar ende.



Figura 23. Pamje të niveleve SLia dhe SLib. a) Niveli SLia, Mali i Shelbunit, shpati perendimor, Lagja e Gurrave, Lezhë; b) majtas: shenjat e veprimitarisë së valëve në nivelin SLia në Malin e Rencit, Shëngjin dhe djathtas: shenja të SLia dhe SLib në Malin e Rencit, Shëngjin; c) majtas: niveli SLia dhe SLib, në malin e Shëlbunit, në daljen jugore të Lezhës; djathtas: niveli SLia në fshatin Zejmen

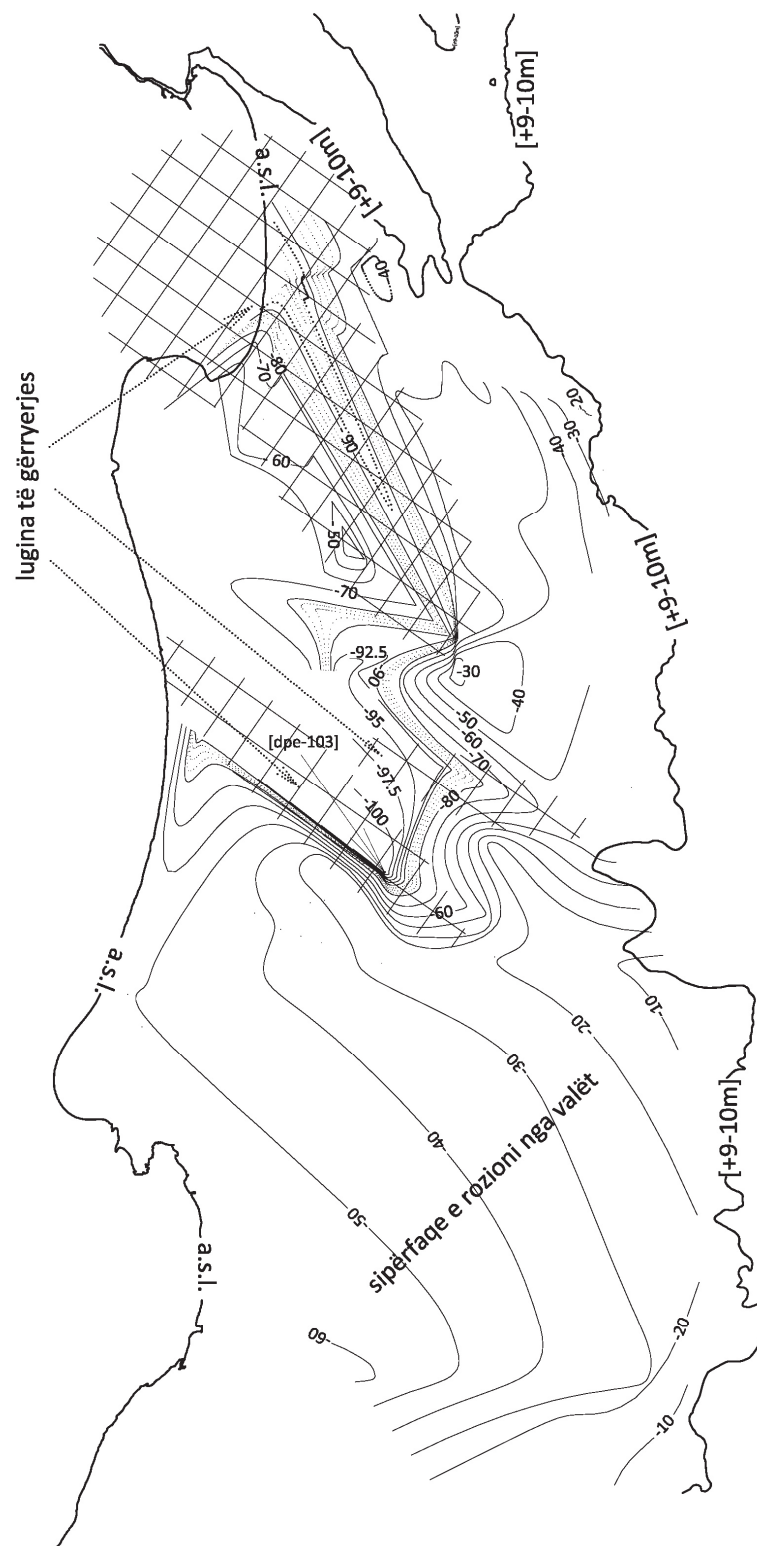


Figura 24. Sipërfaqja ndarëse me depozitimeve më të sipërme të facies zhavoro-ranore dhe asaj argjilore me origjinë detare. Dallohen luginat e gërryerjesh dhe sipërfaqja e eroduar nga valët (S. Marku 2018)

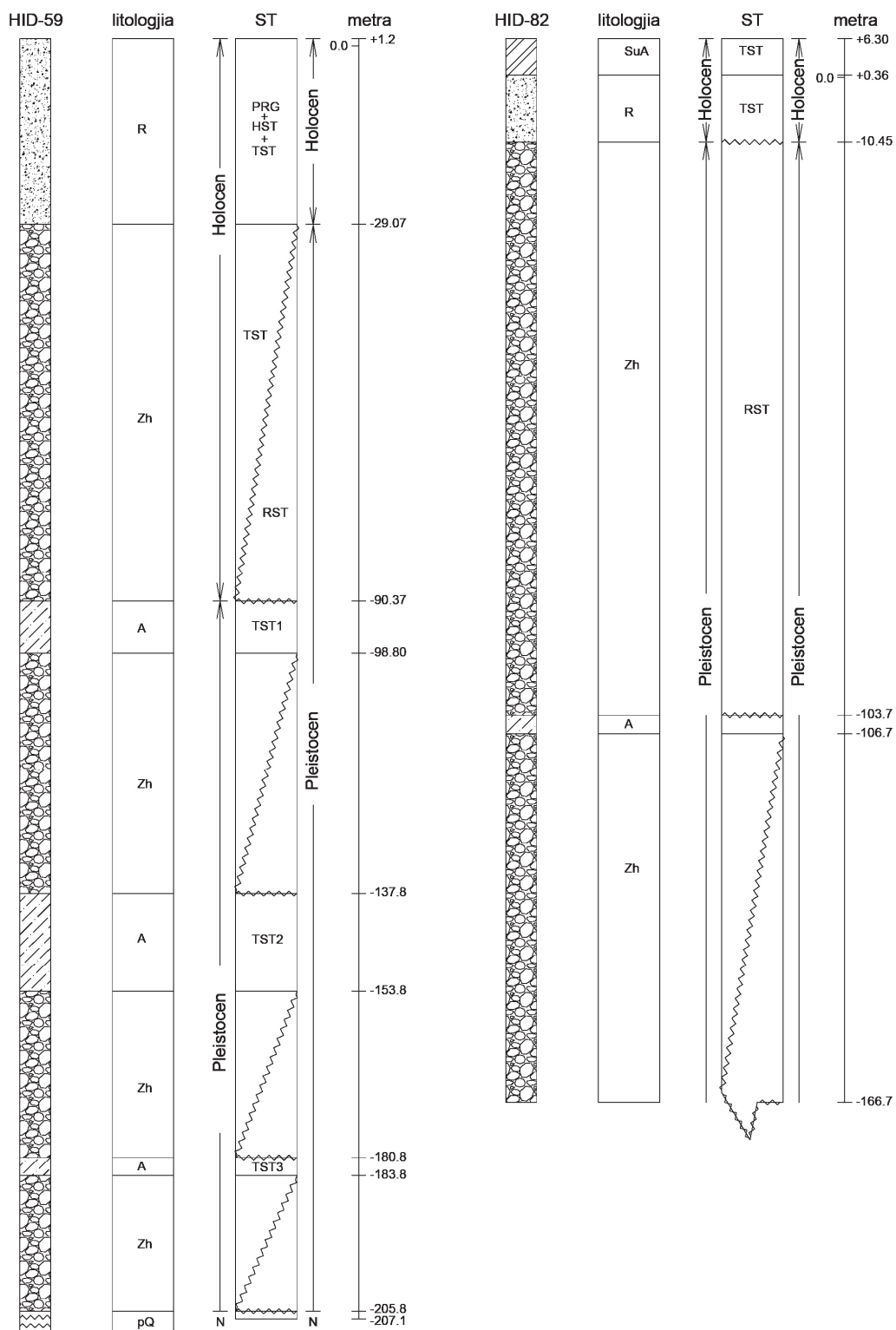


Figura 25. Shpimet HID-59 dhe HID-82 ku kapen thellësitë më të mëdha të RST. (Interpretimi sekuencial nga S. Marku 2018 sipas të dhënave të nxjerra nga Bisha G. 1977)

Kapitulli VI.

Përfundime

Të dhënat tregojnë se edhe bregdetit shqiptar i Adriatikut ka të njëjtën histori zhvillimi në periudhën Pleistocen i vonë – Holocen, e cila përfshin periudhën kohore 125 Mv BP deri sot, me pjesën tjetër të detit Mesdhe.

Nga studimi u dalluan dy nivele indikatorësh të nivelit të detit, “Slia” në lartësi mes +25 dhe +30 metra mbi nivelin aktual të detit dhe “Slib” mes +9 dhe +10 metra mbi nivelin aktual të detit. Gjithashtu nga të dhënat e përftuara nga kolonat e puseve të shpimit u dallua një thellësi maksimale e RTS prej -103 metra nga niveli i sotëm i detit që përbën nivelin e detit gjatë LGM, 20 Mv BP. Distanca mes “Slia” dhe LGM është afërsisht 135 metra, aq sa jepet kjo distancë në literaturën botërore.

Pozicioni i “Slia” është më shumë se 20 metra mbi nivelin e sotëm të detit, gjë që, sipas Pirazzoli, P. A. (2005) dhe Antonioli, F., et al. (2002), tregon se rajoni gjatë transgresionit aktual ka qenë nën një regjim tektonik në ngritje. Këtë regjim e mbështet edhe pozicionimi i rajonit në një zonë aktiviteti të lartë sizmik sipas Ormeni, R., et al. (2013).

Edhe diferenca midis LGM dhe “Slib” e cila në kushtet e një rajoni të qetë nga pikëpamja tektonike duhet të ishte e barabartë me $+120 \pm 5$ metra sa është maksimumin e ngritjes eustatike të nivelit të detit gjatë transgresionit aktual, flet për regjim tektonik në ngritje. Në realitet kjo distancë është 103 metra sa maksimumi i thellësisë së kapur nga shpimet për RST, pra në ndryshim prej 17 ± 5 metra.

Duke u nisur nga ekuacioni që sugjeron Pirazzoli (2005) për llogaritjen e ngritjes së linjave të vjetra bregore:

$$ps = eu + te + gi + hi, \quad (1),$$

ku: ps - ngritja e linjës së vjetër bregore; eu - pozicioni eustatik; te - komponenti tektonik; gi - komponenti glacio-izostatik; dhe hi - komponenti hidro-izostatik.

Mund të themi se kontributi i komponenteve te, eu dhe hi mund të shprehet prej ekuacionit të mëposhtëm:

$$Ut = te + gi + hi \quad (2),$$

Duke konsideruar se në rastin e një ngritjeje normale, pa ndikim të komponentes Ut, MIS 5.5 (Slia) duhet të gjendej 6 ± 3 meter mbi nivelin aktual të detit, mund të arrihet në përfundim se “Slia” qëndron 24 ± 3 m më lart. Kontributi i komponentes Ut mund të llogaritet si vijon:

1. Për MIS 5.5, +6 metra mbi nivelin aktual të detit, vlera mesatare e Ut për rastin tonë është $\sim 1.2 \text{ mmv}^{-1}$. Kjo tregon se niveli relativ i detit “Slib” u arrit mes 8.3 Mv Bp dhe 7.5 Mv BP;
2. Për MIS 5.5, +3 metra mbi nivelin aktual të detit, vlera mesatare e Ut për rastin tonë është $\sim 1.05 \text{ mmv}^{-1}$. Kjo tregon se niveli relativ i detit “Slib” u arrit mes 9.5 Mv Bp dhe 8.6 Mv BP;

3. Për MIS 5.5, +9 metra mbi nivelin aktual të detit, vlera mesatare e Ut për rastin tonë është $\sim 1.35 \text{ mmv}^{-1}$. Kjo tregon se niveli relativ i detit Slib u arrit mes 7.4 Mv BP and 6.6 Mv BP;

Përfundimet e arritura nga kjo doktoratë tregojnë përputhje në nivelin maksimal relativ që ka arritur deti në këtë rajon studimi gjatë transgresionit (niveli Slib), me atë të propozuar nga Fouache, É., et al. (2003) në Rreth Libofshë, pra +9 deri +10 metra mbi nivelin aktual të detit.

Gjithashtu të dhënat tregojnë se faza transgresive (TST+HST+PGR) përputhet me ciklin e sipërm të propozuar nga Durmishi, et al. (2008).

Përllogaritjet mbi kohën e mbërritjes së nivelit maksimal relativ të detit gjatë transgresionit mes moshës 8.3 Mv BP dhe 6.6 Mv BP janë më të vjetra se mosha më e vjetër e nxjerrë nga përcaktimet e Unclu (2011). Kjo moshë është $4490 \pm 29 \text{ BP}$, u përcaktua në argjila detare të shpimit 47, në thellësi -7.98 metra nën nivelin aktual të detit. Kjo tregon se ende në atë kohë rajoni ishte e mbuluar nga deti.

Si konkluzion kryesor i kësaj doktorature mund të thuhet se:

- Gjatë transgresionit që filloi 20 Mv BP, rajoni u përmyt nga deti deri në lartësinë +9 deri +10 metra mbi nivelin e sotëm të detit.
- Ky nivel u arrit mes 8.3 dhe 6.6 Mv BP, kohë gjatë të cilës qoftë sipas Vacchi, M., et al. (2016) ashtu dhe sipas Dutton & Lambeck (2012), transgresioni ishte në fazën intensive.
- Faza e HST dhe progradimit është arritur pas kësaj kohe, gjë që vërtetohet edhe nga përcaktimet me C^{14} të kryera nga Unclu (2011)
- Depozitimet detare të argjilave, prurjet e aluvioneve dhe ngritja tektonike kanë ndikuar në daljen mbi ujë të këtij rajoni
- Kufiri me Pleistocenit dhe Holocenit në këtë rajon mund të vendoset në shtresën më të sipërme të facies zhavoro - ranore. Kjo mund të caktohet saktë aty ku facia ranore i mbivendoset zhavoreve.
- Shtresa më e sipërme e facies zhavoro-ranore është një zonë kalimtare me moshë Pleistocen i vonë – Holocen i hershëm, dhe mund të përcaktohet mes 125 Mv BP dhe 6.6 Mv BP, mes kohës së majës së transgresionit në MIS 5.5 dhe nivelit relativ maksimal të detit në transgresionin aktual.

REFERENCAT

AGUIRRE, E. AND PASINI, Q. (1985). The Pliocene-Pleistocene Boundary. Episodes, Vol. 8, No. 2, JUNE;

ANTONIOLI, F., CREMONA, G., IMMORDINO, F., PUGLISI, C., ROMAGNOLI, C., SILENZI, S., VALPREDA, B., VERRUBBI, V., (2002). New data on the Holocenic sea-level rise in NW Sicily (Central Mediterranean Sea). Global and Planetary Change 34, 121-140.

ANTROPOCENE WORKING GROUP (2009). Working Group Communications. Newsletters No. 1 2009. <http://quaternary.stratigraphy.org/workinggroups/anthropocene/>

BENN, D., EVANS, D.J.A. (2010). Glaciers and Glaciation, 2nd Edition Holder Education, 799 p. ISBN 13: 978-0-340-90579-1.

BILLEAUD, I., TESSIER B., LESUEUR, P., (2009). Impacts of Late Holocene rapid climate changes as recorded in macrotidal coast setting (Mont-Saint-Michel Bay, France). Geology, 37, 1031-1034.

BISHA, G. (1977). Harta Hidrogeologjike e rajonit Lezhë. Ndërmarrja Hidrogeologjike. AQTGJ, SHGJSH.

BOGGS, S.JR. (2000). Principles of sedimentary and stratigraphy. Prentice Hal.l

LYELL C. 1830. Principles Of Geology, Vol I, II, III. , London: Printed By William Clowes. Online Edition John Murray

DOUGHTY, C.E., WOLF, A., FIELD, C.B., (2010). Biophysical feedbacks between the Pleistocene megafauna extinction and climate: the first human-induced global warming? Geophysical Research Letters 37, L15703.

CITA. M.B., CAPRARO, L., CIARANFI. N., DI STEFANO, E., LIRER, F., MAIORANO, P., MARINO, M., RAFFI, I., RIO, D., SPROVIERI, R., STEFANELLI, S. AND VAI, G.B. 2008. The Calabrian Stage redefined. Episodes, Vol. 31, No. 4

CRUTZEN P. J. (2002). Geology of mankind. Nature 415: p. 23

CRUTZEN, P.J., STOERMER, E.F., (2000). The Anthropocene. IGBP Newsletter 41, p. 12

DURMISHI, Ç., BESHKU, H., SHKUPI, D., MOISIU L. (2005). Zonimi gjenetik i hapësirës bregdetare të shqipërisë mbi bazën e ekosistemeve natyrore: baza për menaxhimin e integruar dhe të qëndrueshëm. AQTGJ, SHGJSH.

DURMISHI, Ç., MOISIU, L., KAVAJA, V., JATA, I., SINOJMERI, A. (2008). Sedimentological and geophysical study of Quaternary deposits (Holocen - Pleistocen) of Albanian coastal area. A Changing Coast: 9th International Conference Littoral 2008, Venice Italy.

DUTTON, A., LAMBECK, K. (2012). Ice Volume and Sea Level during the Last Interglacial. Vol. 337 (6091), pp. 216-219. doi: 10.1126/science.1205749

FOUACHE, É., VELLA, C., DIMO, L., GRUDA, G., DENÈFLE, M., MONNIER, O., HOTYAT, M. & E. HUTH (2003). The progradation of the Albanian deltaic plains (Drin, Mati, Seman and Vjosa Deltas): A matter of the last 500 Years? – In: XVI INQUA Congress, Paper No: 76-2, Holocene in the Mediterranean and Black Sea Regions (Posters). Geological Society of America. Abstracts with Programs: 208.

GIBBARD, P. AND VAN KOLFSCHOTEN, T. (2004). The Pleistocene and Holocene Epochs. Chapter 22 In: Gradstein, F. M., Ogg, James G., and Smith, A. Gilbert (eds.), A Geologic Time Scale 2004 Cambridge University Press, Cambridge, ISBN 0-521-78142-6.

GIBBARD, P. L., HEAD, M. J., WALKER, M. J. C. AND THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY. (2010). Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. J. Quaternary Sci., Vol. 25 pp. 96–102. ISSN 0267-8179.

- GOUDIE, A.S. (Ed) (2004).** Encyclopedia of geomorphology. Taylor & Francis, Rutledge, London. Vol. I, II, p. 1156. ISBN 0-415-32737-7 (Vol. I); ISBN 0-415-32738-5 (Vol. II)
- HALLAM, A.(1992).** Eduard Suess and European thought on Phanerozoic eustasy In: Eustasy: The Historical Ups and Downs of a Major Geological Concept Chapter 3. (Ed. Robert H. Dott) Geological Society of America Memoirs, 1992, 180, p. 25-29, doi:10.1130/MEM180-p25
- HAUG, G.H., KEIGWIN, LL. D. (2004).** How the Isthmus of Panama Put Ice in the Arctic. Oceanus Magazine Vol. 42, No. 2, Apr. 2004
- JODY, M., WEBSTER DAVID A., CLAGUE KRISTIN RIKER-COLEMAN, CHRISTINA GALLUP, JUAN C. BRAGA, DONALD POTTS, JAMES G. MOORE, EDWARD L. WINTERER, CHARLES K. PAULL, (2004).** "Drowning of the -150 m reef off Hawaii: A casualty of global meltwater pulse 1A?". Geology and GSA Today (The Geological Society of America, Inc.). pp. 249-252. Retrieved 2009-12-08.
- KARAJ, N. (2010).** Harta Gjeologjike e Shqipërisë. Shkalla 1:25.000. Planshetit 32. Laçi. K-34-88-A. Shërbimi Gjeologjik Shqiptar, Tiranë. AQTGJ.
- KAUFFMAN, E.G. (1984).** Paleobiogeography and evolutionary response dynamic in the Cretaceous Western Interior Seaway of North America. Geological Association of Canada Special Paper, 27, 273-306.
- KEAREY, P., KLEPEIS, K. A., VINE F. J. (2009).** Global tectonics. – 3rd ed. / ISBN 978-1-4051-0777-8 John Wiley & Sons Ltd
- KOPP, R.E., SIMONS, F.J., MITROVICA, J.X., MALOOF, A.C., OPPENHEIMER, M., (2009).** Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. Nature 462 (7275), pp. 863-867
- KU, T.L., KIMMEL, M.A., EASTRON, W.H., O'NEIL, T.J. (1974).** Eustatic sea level 120000 years ago on Oahu, Hawaii. Science 183, pp. 959-962.
- LAMBECK, K., ROUBY, H., PURCELL, A., YIYING SUN, Y., SAMBRIDGE, M. (2014).** Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. PNAS October 28, 2014 vol. 111, no. 43, pp. 15296-15303. www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1411762111
- LIU, J.P., MILLIMAN, J.D., GAO, S. AND CHENG, P., (2004).** Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. Marine Geology, 209(1-4): 45-67
- MARKU, S. (2014).** Evolimi i studimeve mbi Kuaternarin në Shqipëri, sipas hartave gjeologjike të shkallës 1:200.000. Mikrotezë, FGJM.
- MATHERS, S., BREW, D.S., ARTHURTON, R.S. (1999).** Rapid Holocene evolution and neotectonics of the Albanian Adriatic coastline. Journal of Coastal Research, 15 (2): 345-354.
- MCCARROLL, D., STONE, J.O., BALLANTYNE, C.K., SCOURSE, J.D., FIFIELD, L.K., EVANS, D.J.A., HIEMSTRA, J.F. (2010).** Exposure-age constraints on the extent, timing and rate of retreat of the last Irish Sea ice stream. Quaternary Science Reviews (2010) p.1-9
- MITCHUM JR., R. M., (1977).** Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 11. Glossary of Terms used in Seismic Stratigraphy: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation, Memoir 26 Pages 205 – 212
- NELSON, S. A. (2011).** Physical Geology. Tulane University.
- NIKIFOROVA, B.D., BUGARO, A.M., EGOROVA, LL.N., BOÇOVA, A. (1959).** Karta faktičeskogo materijana Lezhskoj plloshçadi. 1:50.000. 1959 g. AQTGJ, SHGJSH.
- NOLLER, J.S, SOWERS, J.M., LETTIS W.R. (Eds) (2000).** Quaternary Geochronology: Methods and Applications. American Geophysical Union. ISBN 0-87590-950-7
- OGG, J. (2007).** International Comission on Stratigraphy ICS Request for IUGS Ratification to Establish the Quaternary as a System/Period of the Cenozoic and revise the associated base of the Pleistocene Series. Official Letter. 13 May 2007. <http://www.stratigraphy.org/bak/request.pdf>

ONUZI, K., PULAJ, H. (2005). Harta Gjeologjike e Shqipërisë. Shkalla 1:25.000. Planshetit 26. Lezha. Instituti i Kërkimeve Gjeologjike, Tiranë. AQTGJ.

ORMENI, R., KOCIU, S., FUNDO, A., DAJA, SH., DODA, V. (2013). Moderate earthquakes in Albania during 2009 and their associated seismogenic zones. *Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.)*, Vol. 132, No. 2 (2013), pp. 203-212. doi: 10.3301/IJG.2012.45

PIRAZZOLI, P.A. (2005). A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contribution in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. *Quaternary Science Reviews* 24 (2005), pp. 1989-2001. doi: 10.1016/j.quascirev.2004.06.026

PLAKU, K. (1964). Harta gjeologjike e rajonit Fushë Krujë-Prezë-Lezhë (sipas B.I. Danilovit, L.A. Kazlovit dhe V.D. Nikoforovës) viti 1956-1959. Shkalla 1:50.000

PROUST, J-N., TESSIER, B., CHAUMILLON, É. (2013). Sédimentation littorale: État des lieux et recherches en course. *Géosciences* Nr. 17. Octobre 2013 pp 26-35;

QIRJAZI, P. (2001). Gjeografia fizike e Shqipërisë. Sh. B. Afërdita, Tiranë. ISBN 99927-37-63-8.

Referencat

ROHLING, E. J. FENTON, M. JORISSEN, F. J. BERTRAND, P. GANSSEN G.AND CAULET J. P. (1998). Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500,000 years *Nature* 394, 162-165 doi:10.1038/28134

SIMON M., (2011). Geoscience Explained: The ups and down of eustatic sea level change: Review and applications. *GEO ExPro* Vol. 8, No. 5. Pp 64-69

SIMMONS, M. (2012). The Ups and Downs of Eustatic Sea Level Change: Review and Applications. *GEO ExPro* magazine. Vol. 8, No. 5 – 2012. issn 1744-8743

SLOSS, L.L. (1963). Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74, 93-113.

SLOSS, L.L. (1972). Synchrony of Phanerozoic sedimentary-tectonic events of the North American craton and the Russian platform. 24th International Geological Congress, Montreal Section, 6, 24-32.

SMITH, B.D., ZEDER, M.A., (2013). The onset of the Anthropocene. *Anthropocene* Volume 4, December 2013, Pages 8–13, <http://dx.doi.org/10.1016/j.ancene.2013.05.001>

SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B., FULFARO, V.J. (1978). Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 181-191.

SHACKLETON, J. C., VAN ANDEL, T. H. & C. N. RUNNELS (1984). Coastal Paleogeography of the Central and Western Mediterranean during the Last 125,000 Years and its Archaeological Implications. *Journal of Field Archaeology*, 11 (3): 307-314.

SHENNAN, I., MILNE, G., BRADLEY S. (2012). Late Holocene vertical land motion and relative sea-level changes: lessons from the British Isles. *Journal of Quaternary Science* Volume 27, Issue 1, pages 64–70, January 2012.

UNCLU, L. (2011). Holocene landscape changes of the Lezha region. A contribution to the palaeogeographies of coastal Albania and the geoarchaeology of ancient Lissos. Marburg/Lahn.

VACCHI, M., MARRINER, N., MORHANGE, C., SPADA, G., FONTANA, A., ROVERE, A. (2016). Multi-proxy assessment of Holocene relative sea-level changes in the western Mediterranean: Sea-level variability and improvements in the definition of the isostatic signal. *Earth-Science Reviews* 155 (2016), pp. 172–197. doi: 10.1016/j.earscirev.2016.02.002

VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. JR., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON, S. III, SANGREE, J.B., BUBB, J.N., ET HATELID, W.G. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In Payton, C.E. (ed.), *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, 49-212.

WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAG-

ONER, J.C. (EDS.) (1988). Sea level changes – an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42, 407 p.

XHOMO, A., KODRA A., XHAFI, Z., SHALLO, M. (2011). Gjeologjia e Shqipërisë (Stratigrafia, Magmatizmi, Metamorfizmi, Tektonika, Neotektonika dhe evolucioni paleogeografik e gjeodinamik). SH.B. “Ngjyrat e Kohës”, Tiranë.

**Shtojcë me kolonat litologjike dhe
interpretimin stratigrafik sekuencial të
shpimeve të marra në shqyrtim dhe
profilet e ndërtuara prej tyre**

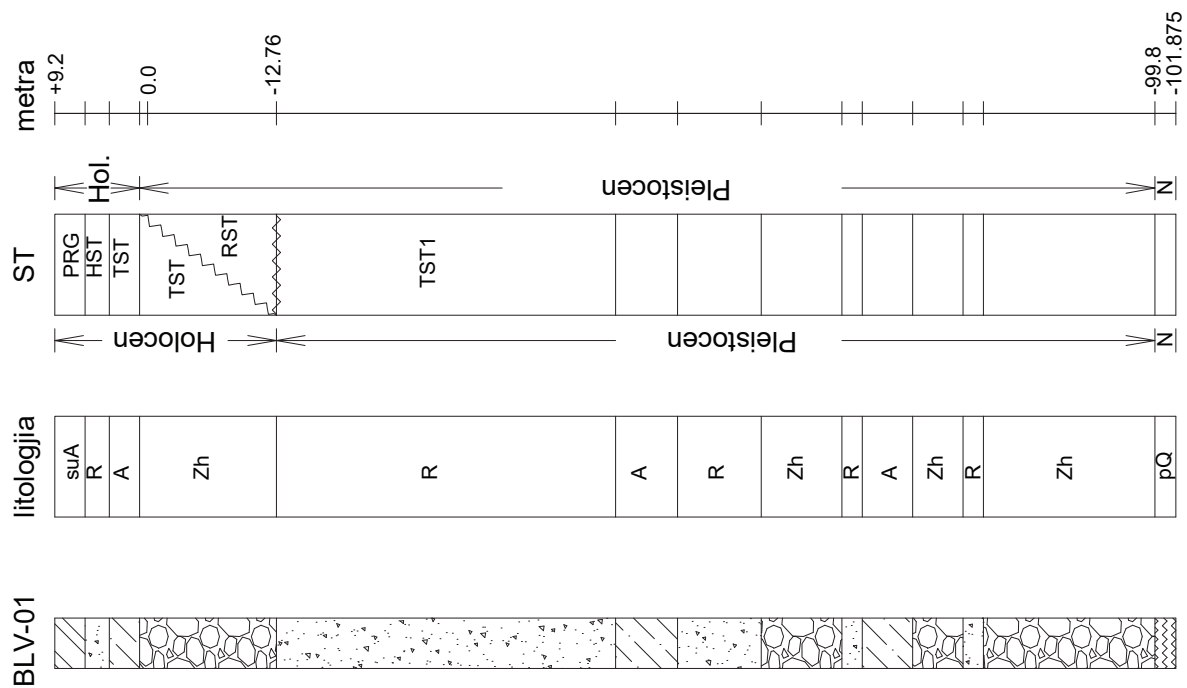
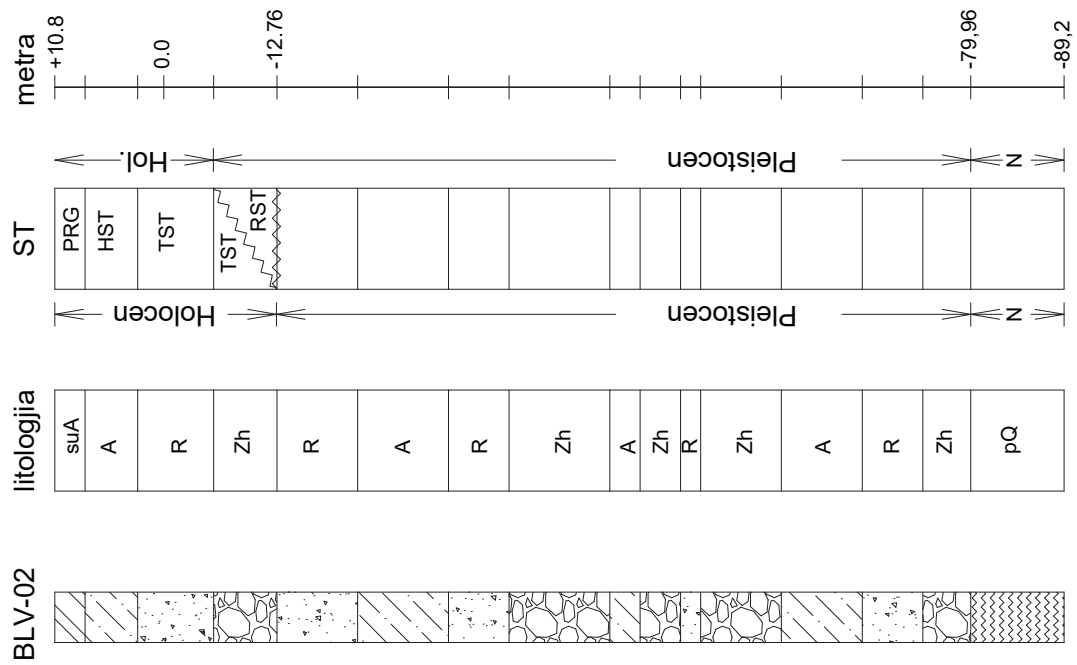


Figura 26. Kolonat litologjike te shpimeve BLV-01 dhe BLV-02, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)

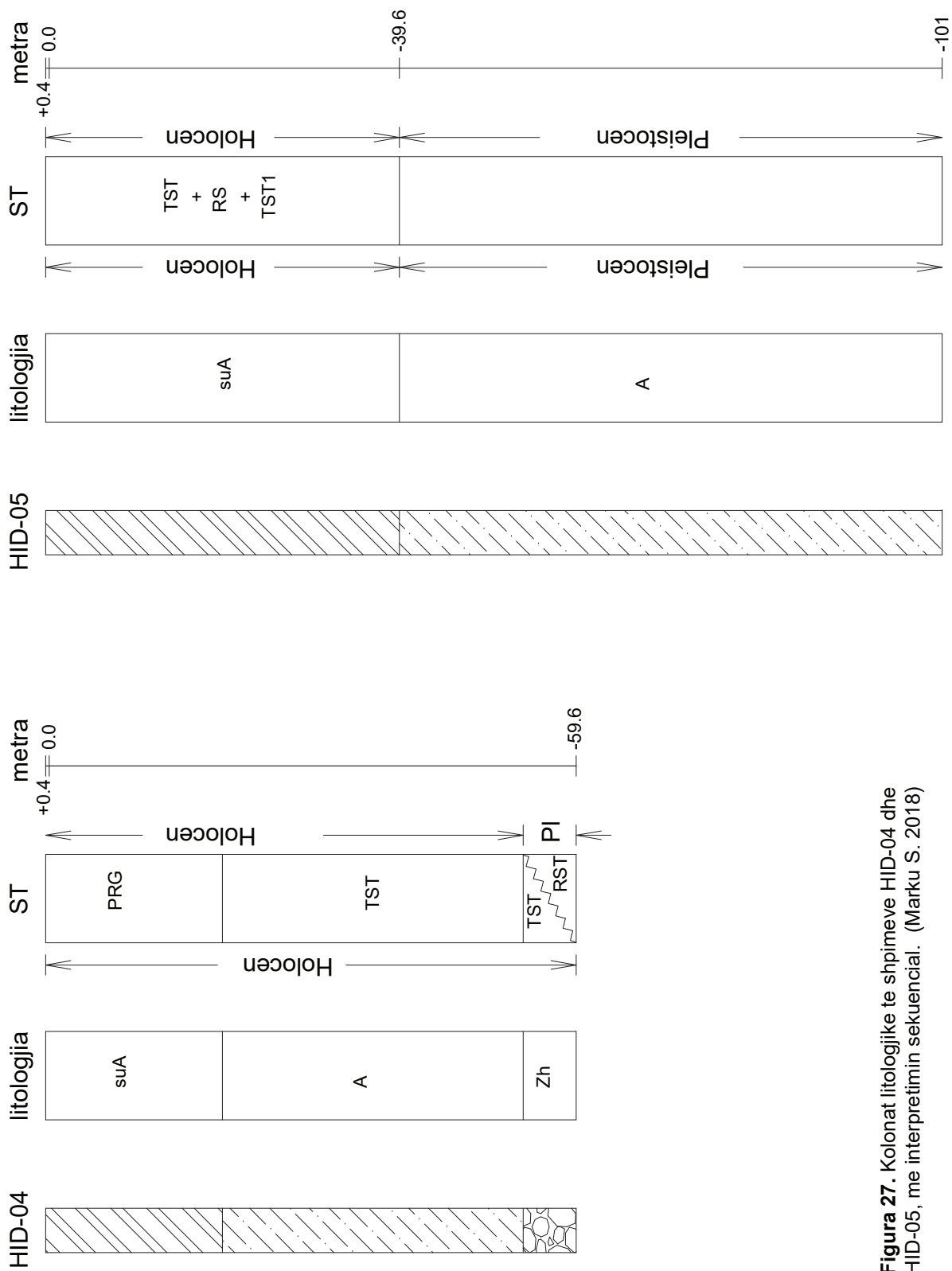


Figura 27. Kolonat litologjike te shpimeve HID-04 dhe HID-05, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)

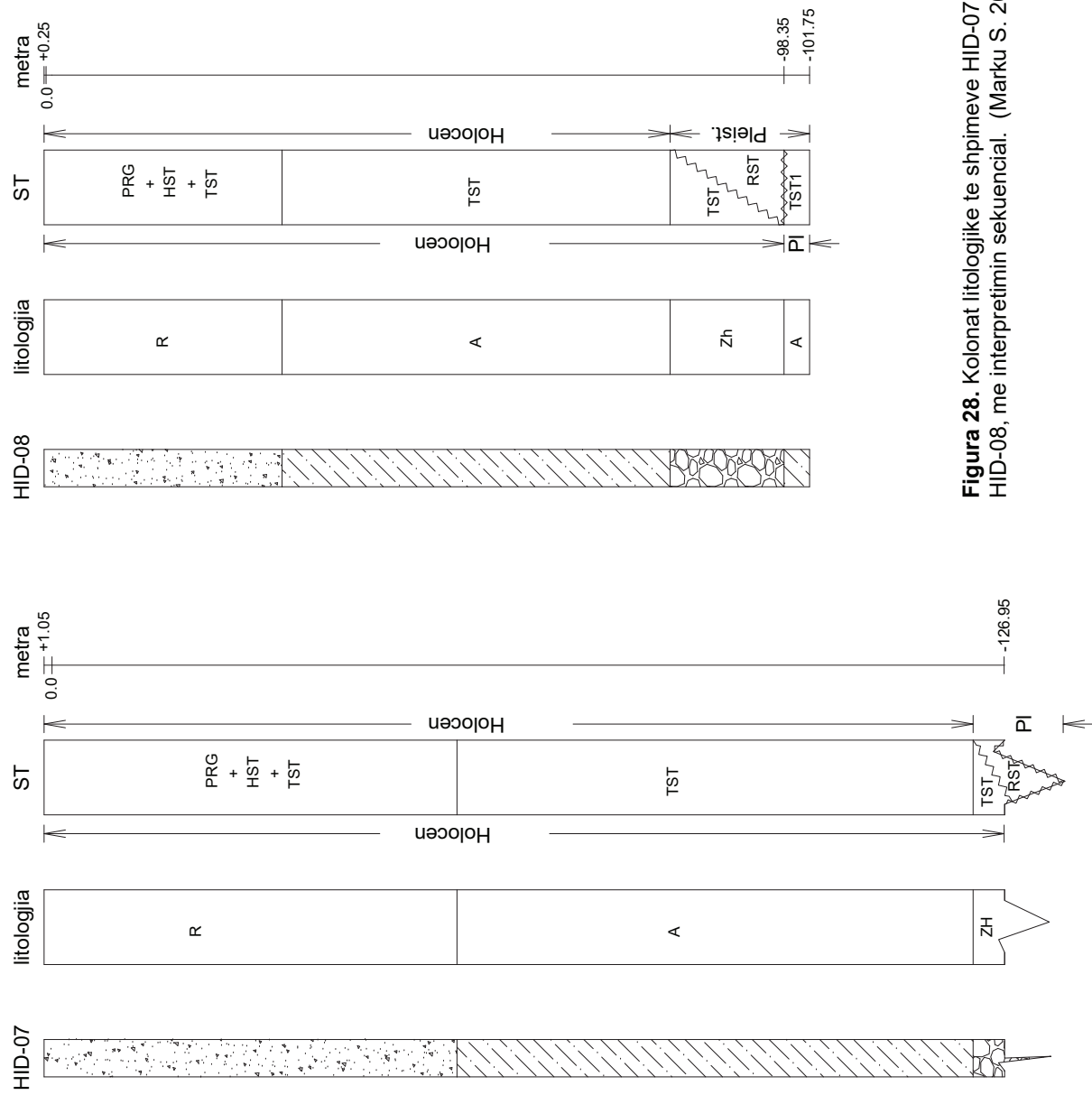


Figura 28. Kolonat litologjike te shpimeve HID-07 dhe HID-08, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)

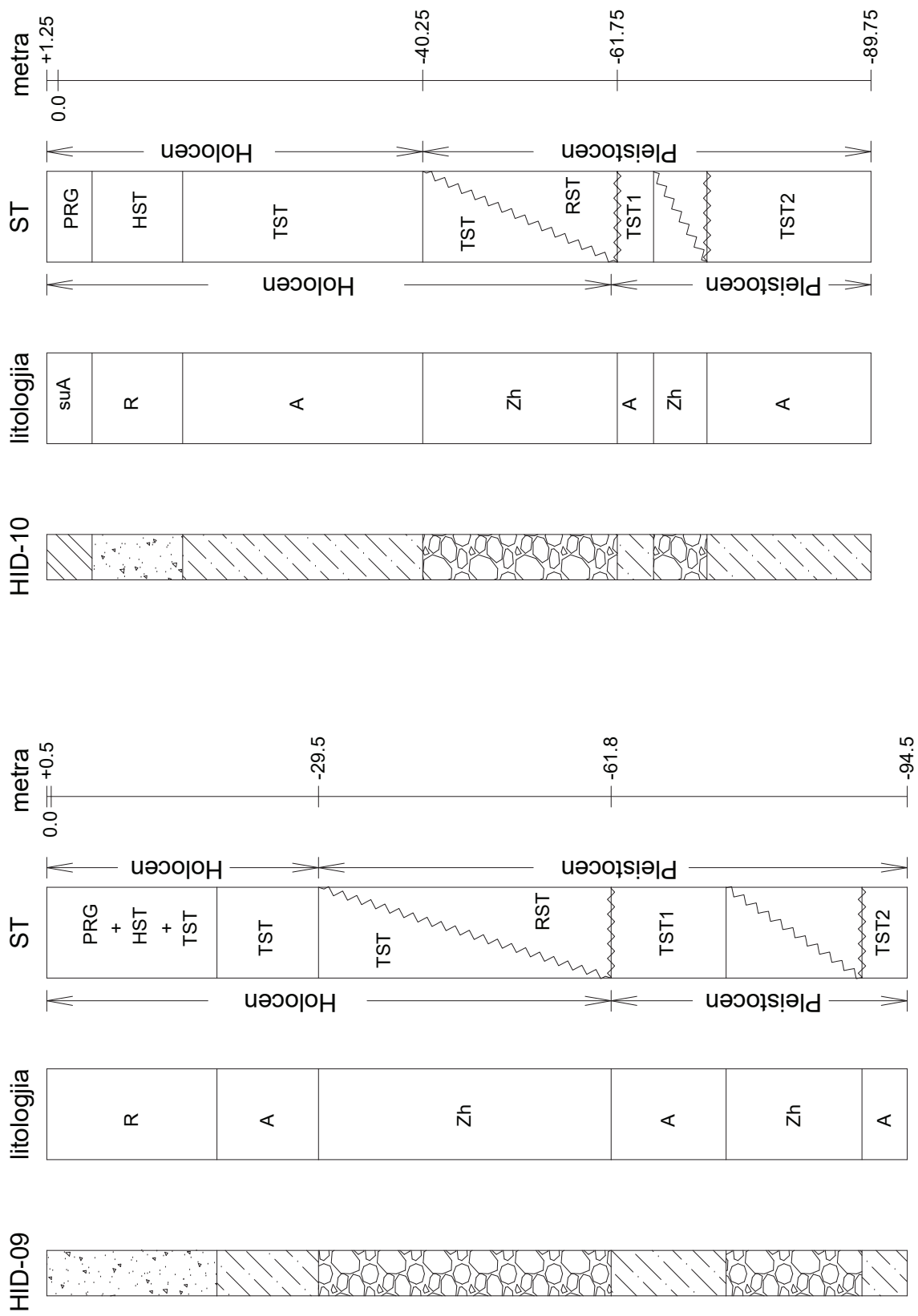


Figura 29. Kolonat litologjike te shpimeve HID-09 dhe HID-10, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)

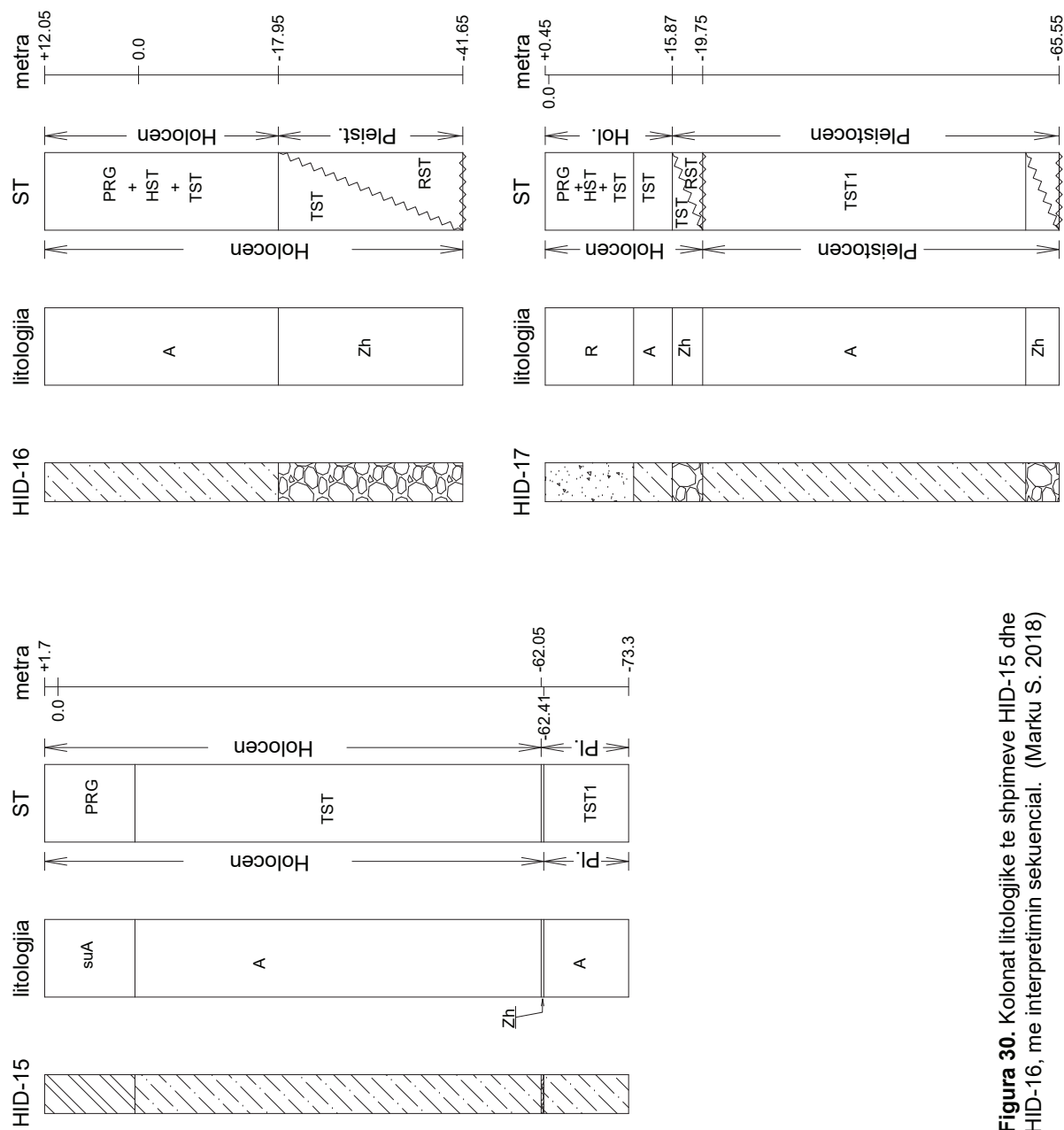


Figura 30. Kolonat litologjike te shpimeve HID-15 dhe HID-16, me interpretimin sekuenial. (Marku S. 2018)

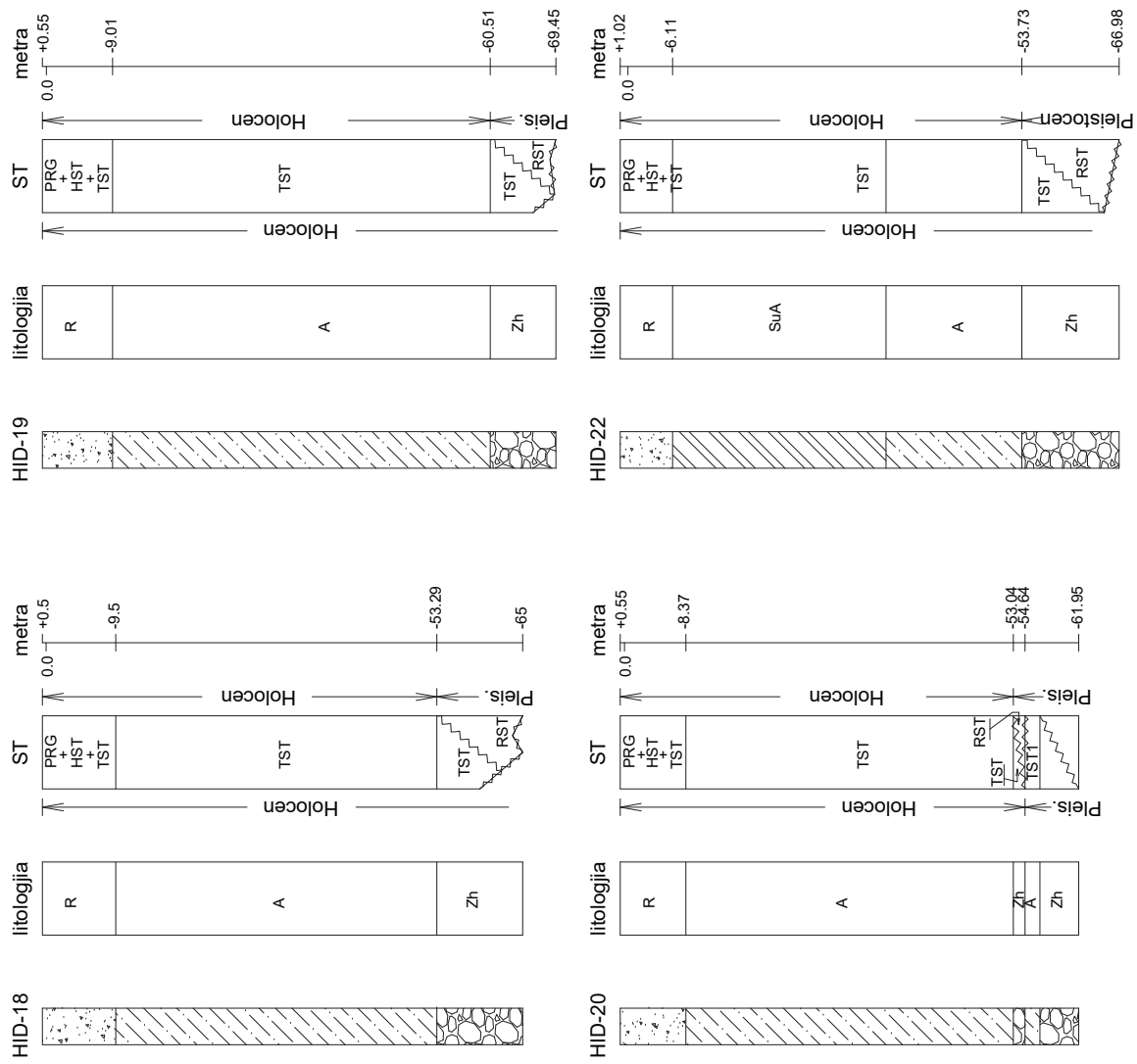


Figura 31. Kolonat litologjike te shpimeve HID-18, HID-19, HID-20 dhe HID-22, me interpretimin sekuenial. (Marku S. 2018)

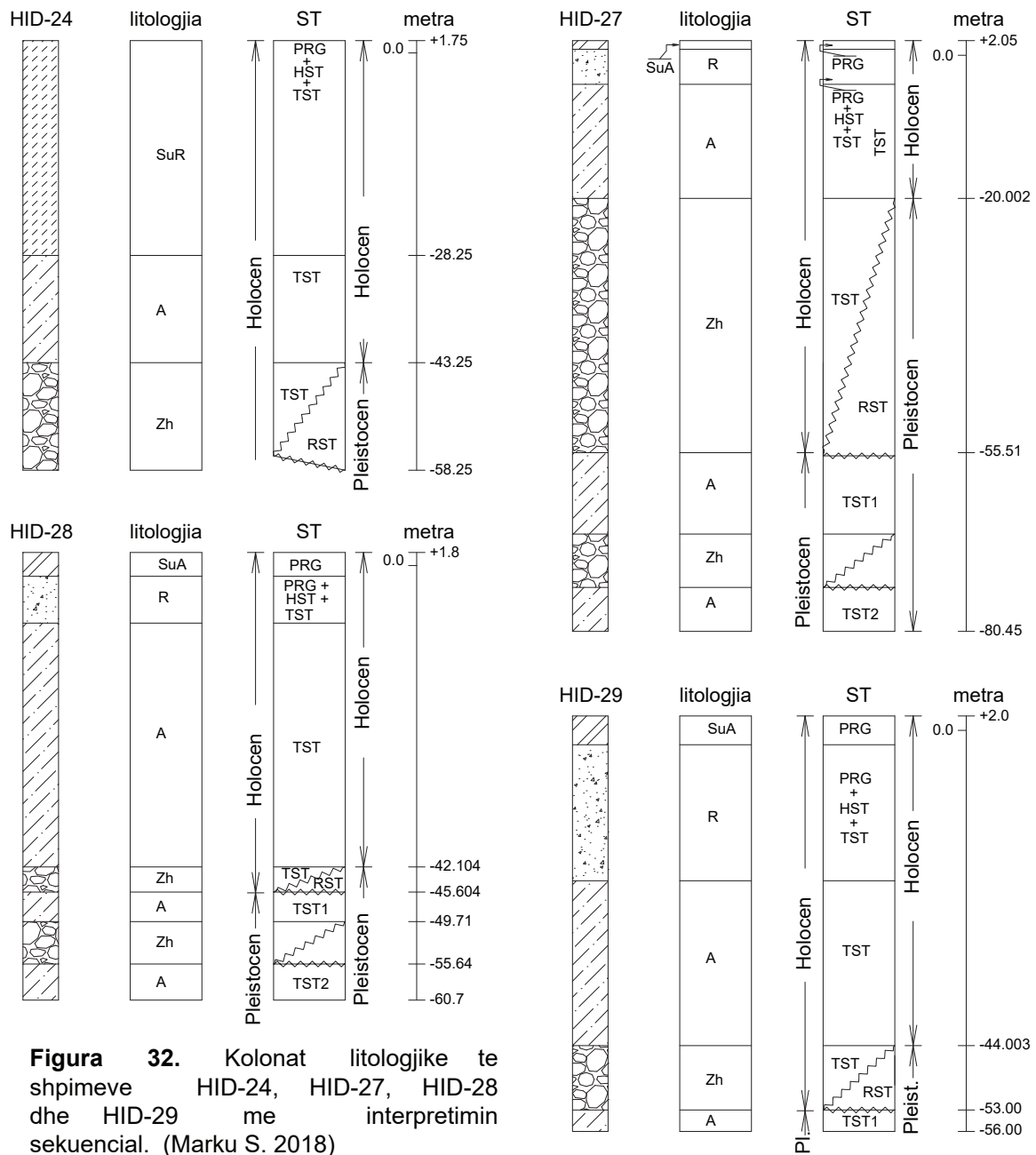


Figura 32. Kolonat litologjike te shpimeve HID-24, HID-27, HID-28 dhe HID-29 me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)

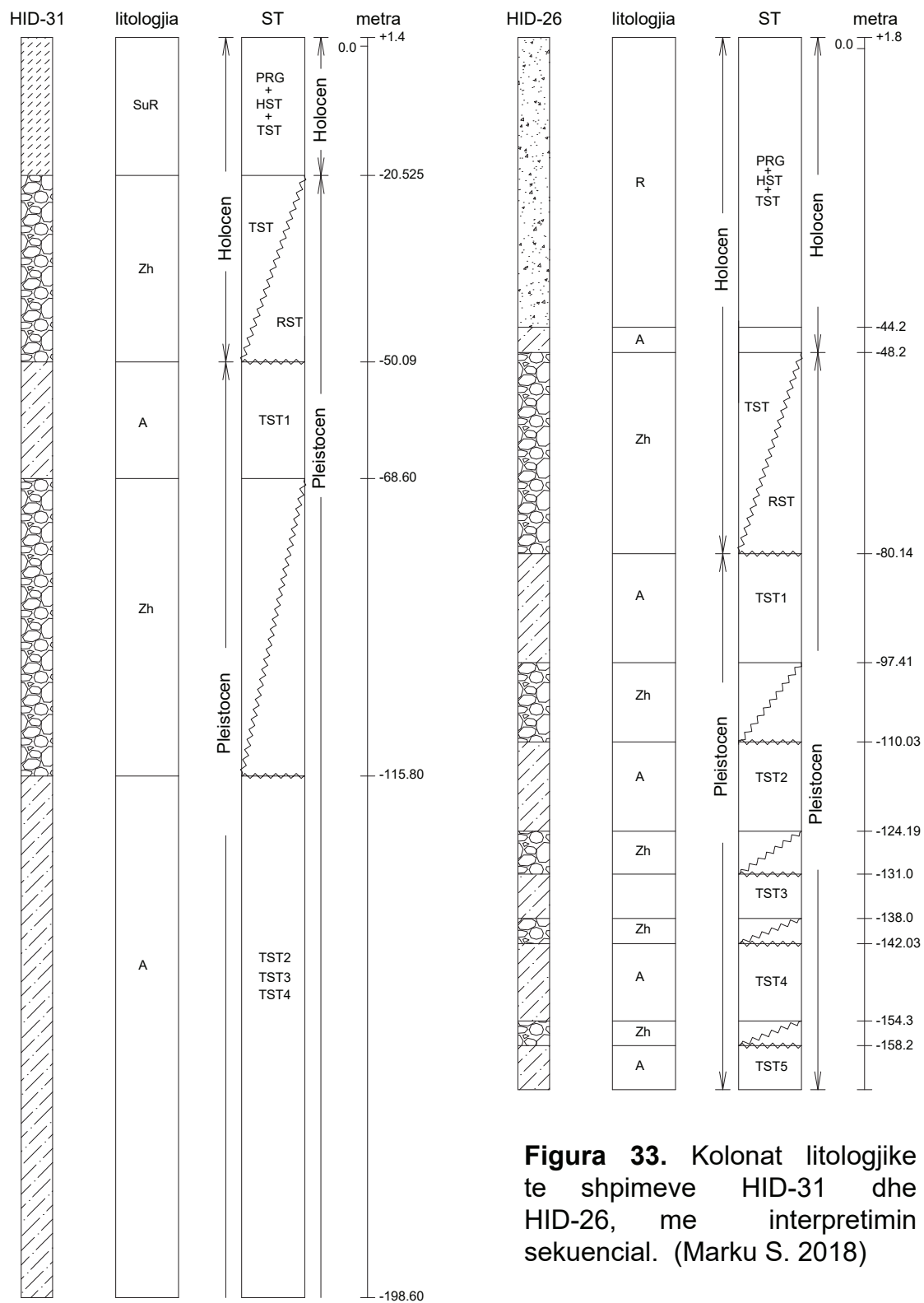
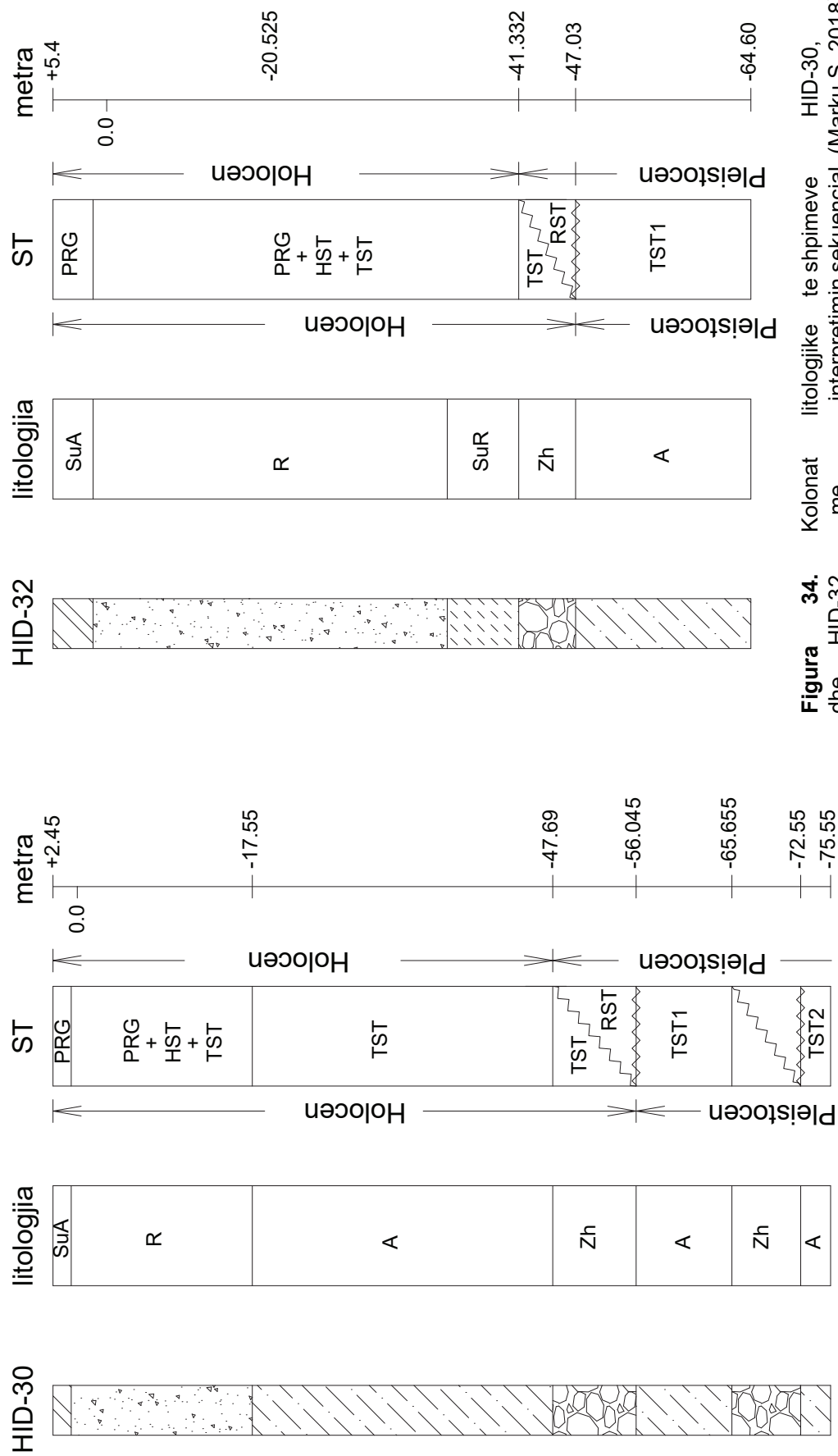


Figura 33. Kolonat litologjike te shpimeve HID-31 dhe HID-26, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)



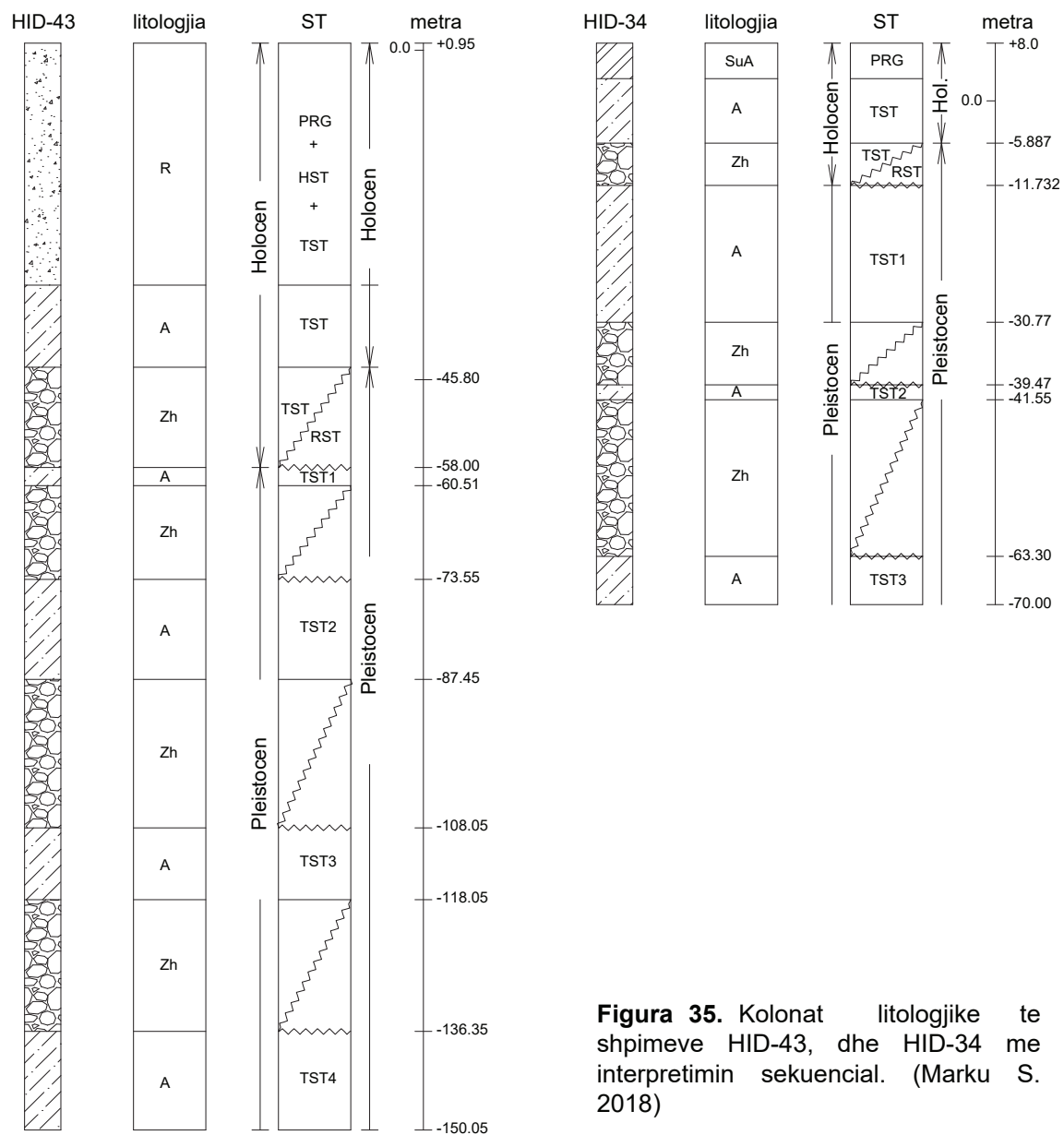


Figura 35. Kolonat litologjike te shpimeve HID-43, dhe HID-34 me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)

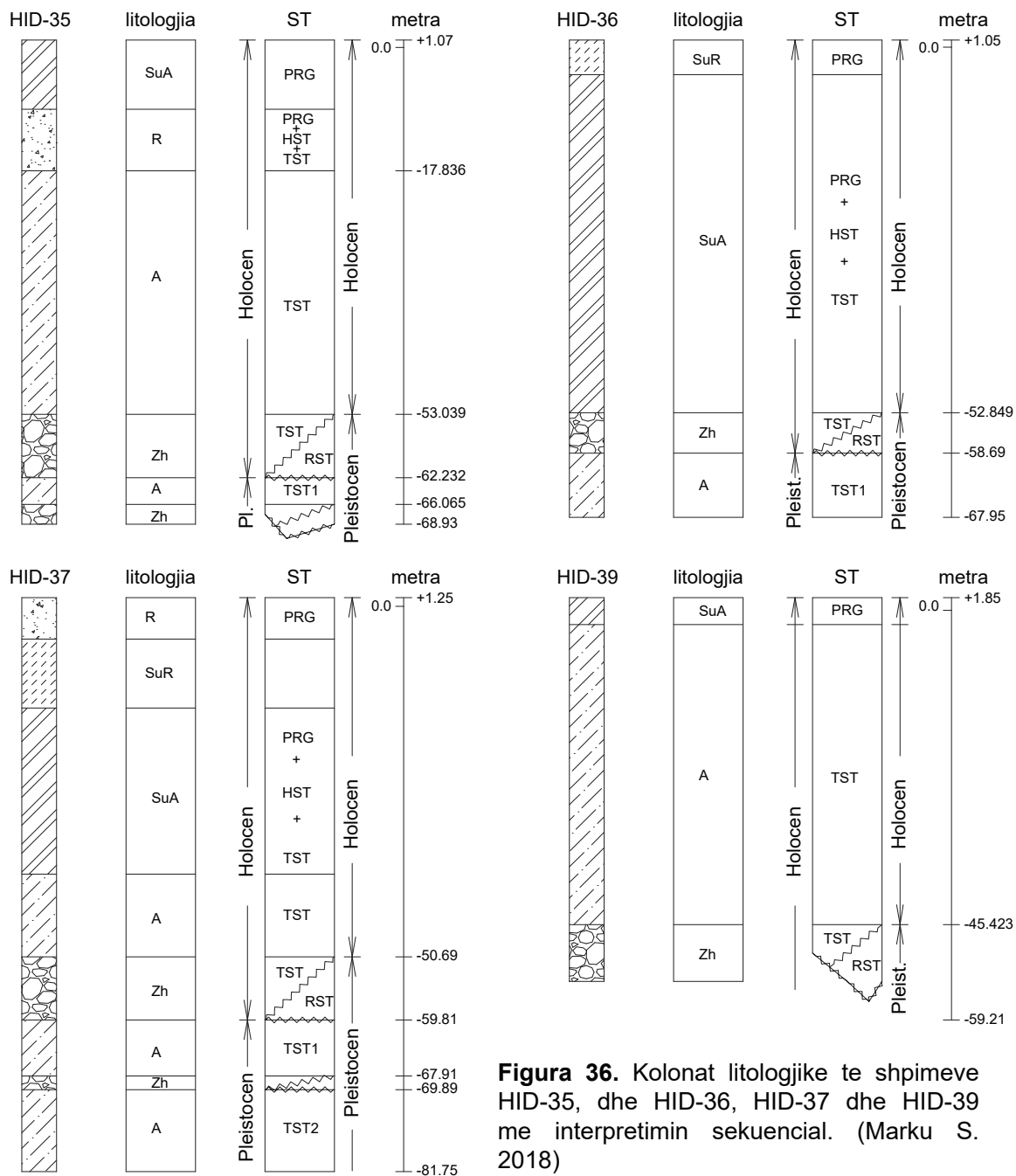


Figura 36. Kolonat litologjike te shpimeve HID-35, dhe HID-36, HID-37 dhe HID-39 me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)

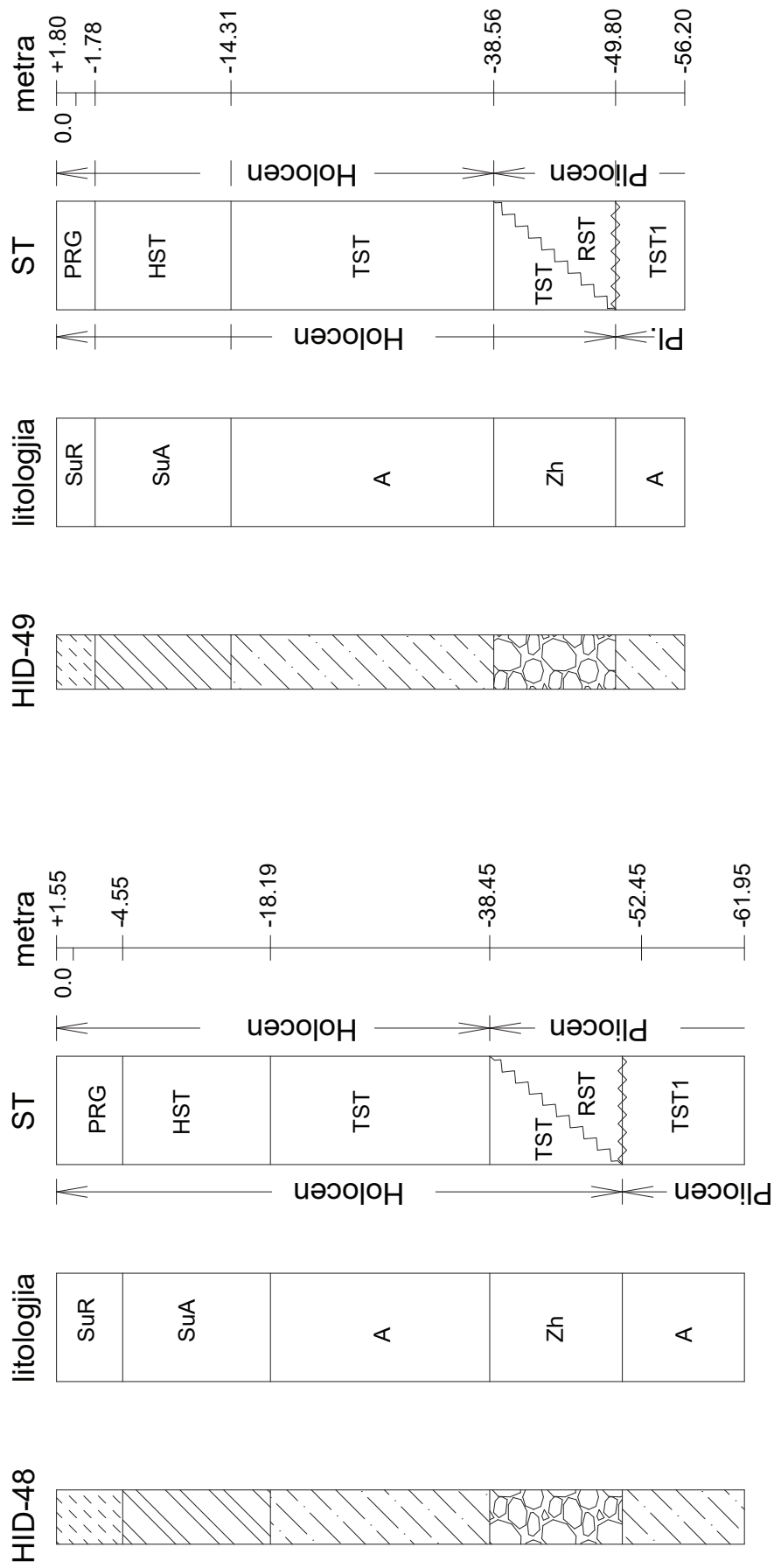


Figura 37. Kolonat litologjike te shpimeve HID-48, dhe HID-49, interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)

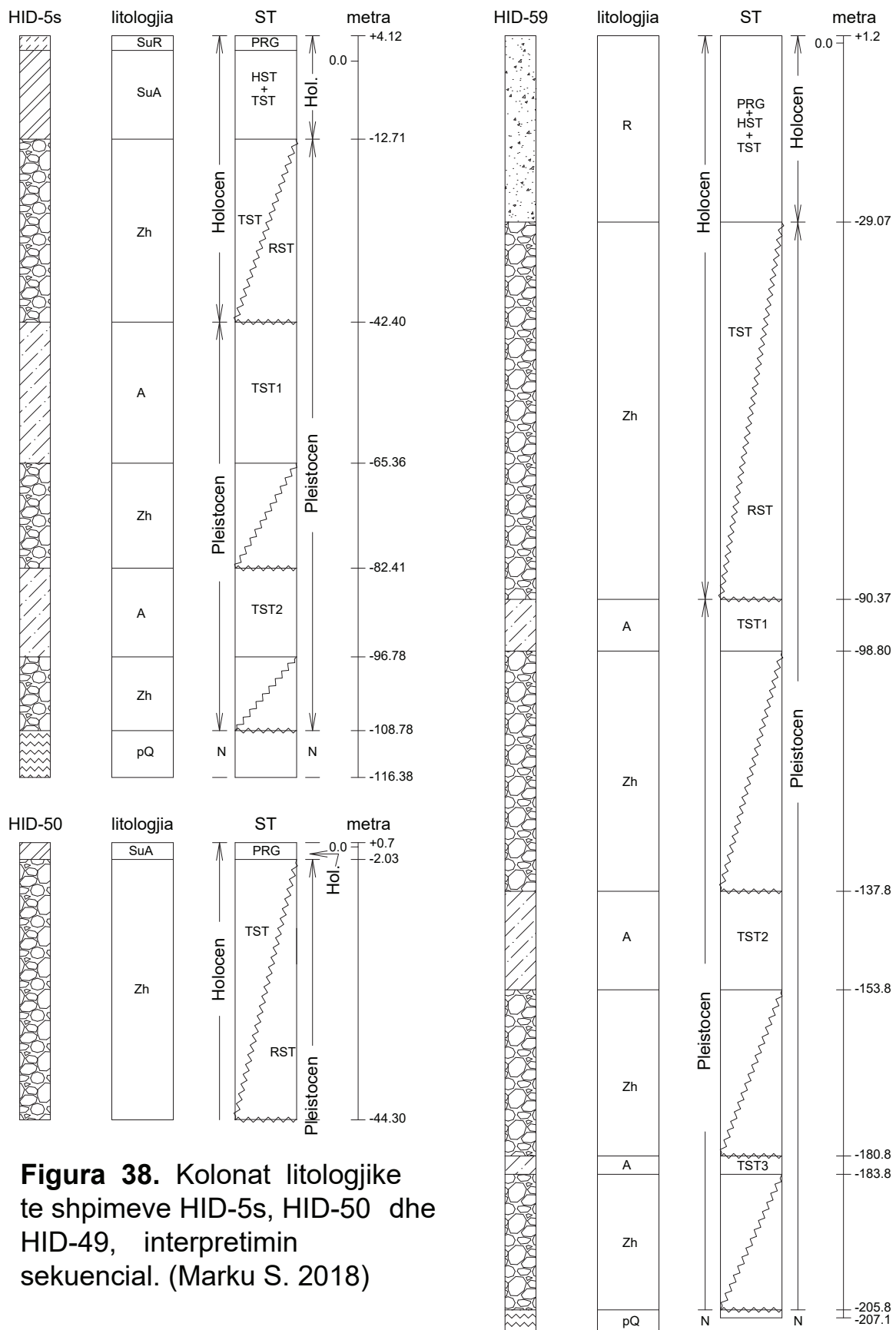


Figura 38. Kolonat litologjike te shpimeve HID-5s, HID-50 dhe HID-49, interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)

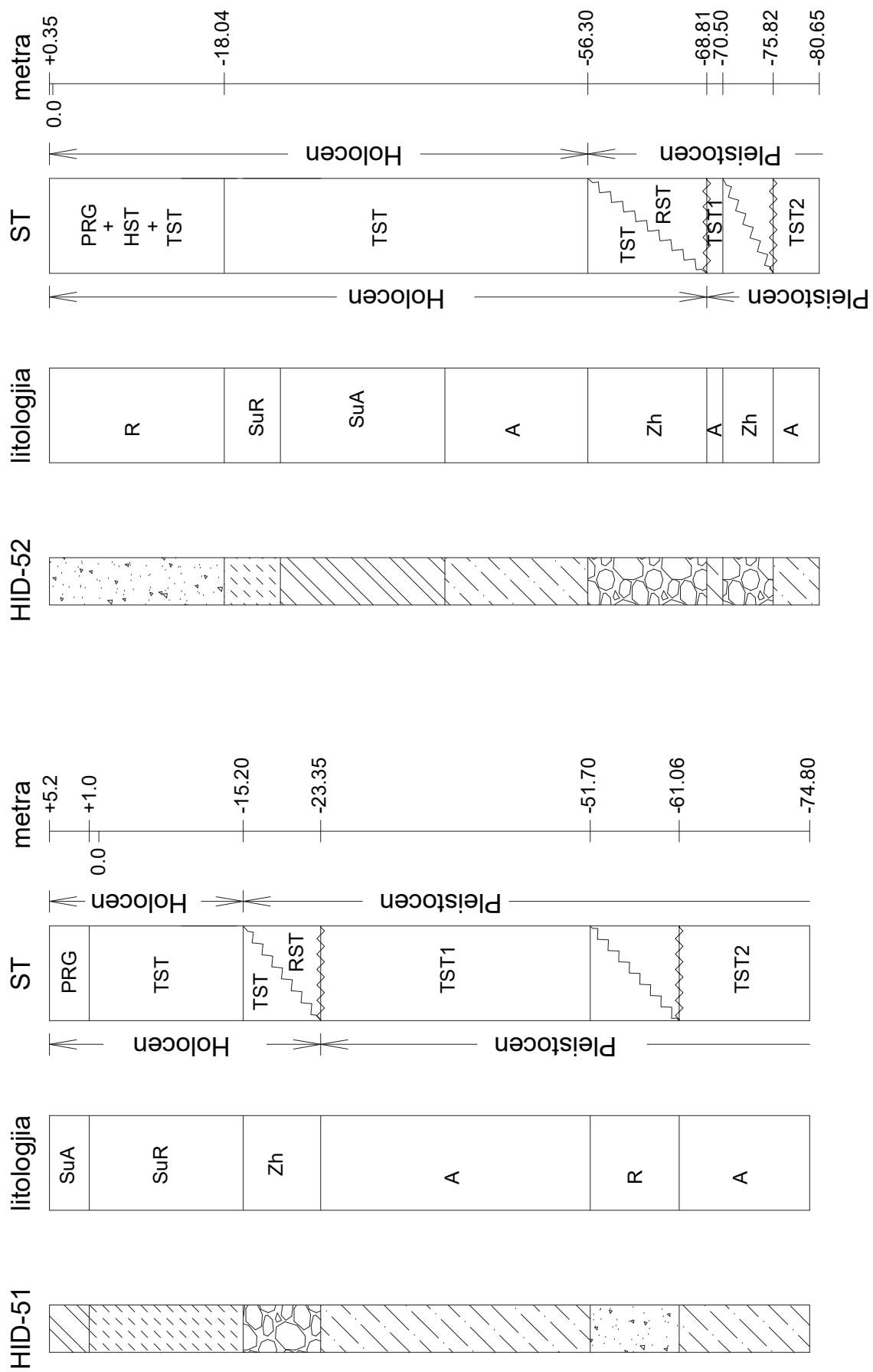


Figura 39. Kolonat litologjike te shpimeve HID-51, HID-52, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)

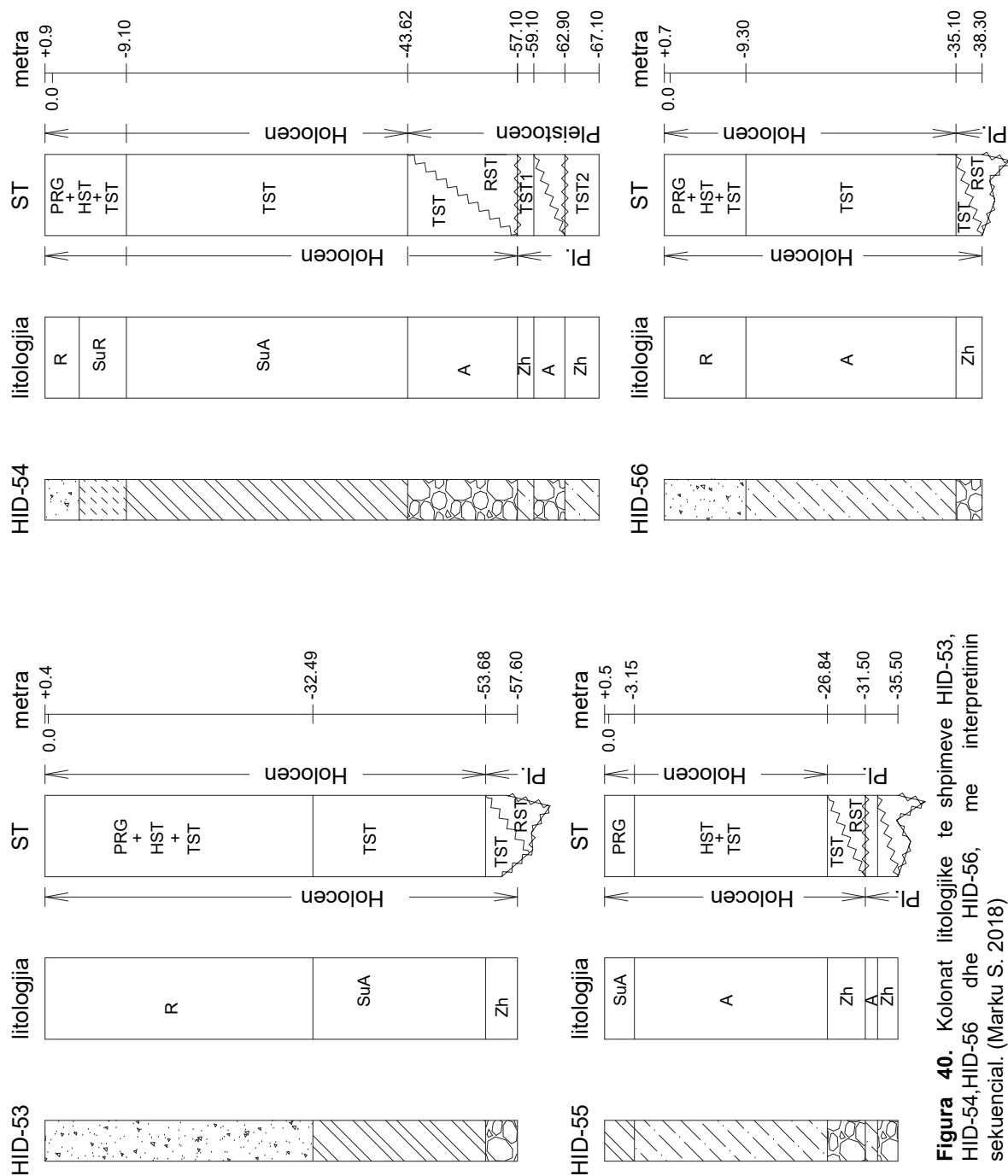


Figura 40. Kolonat litologjike të shpimeve HID-53, HID-54, HID-56 dhe HID-56, me interpretimin sekuenial. (Marku S. 2018)

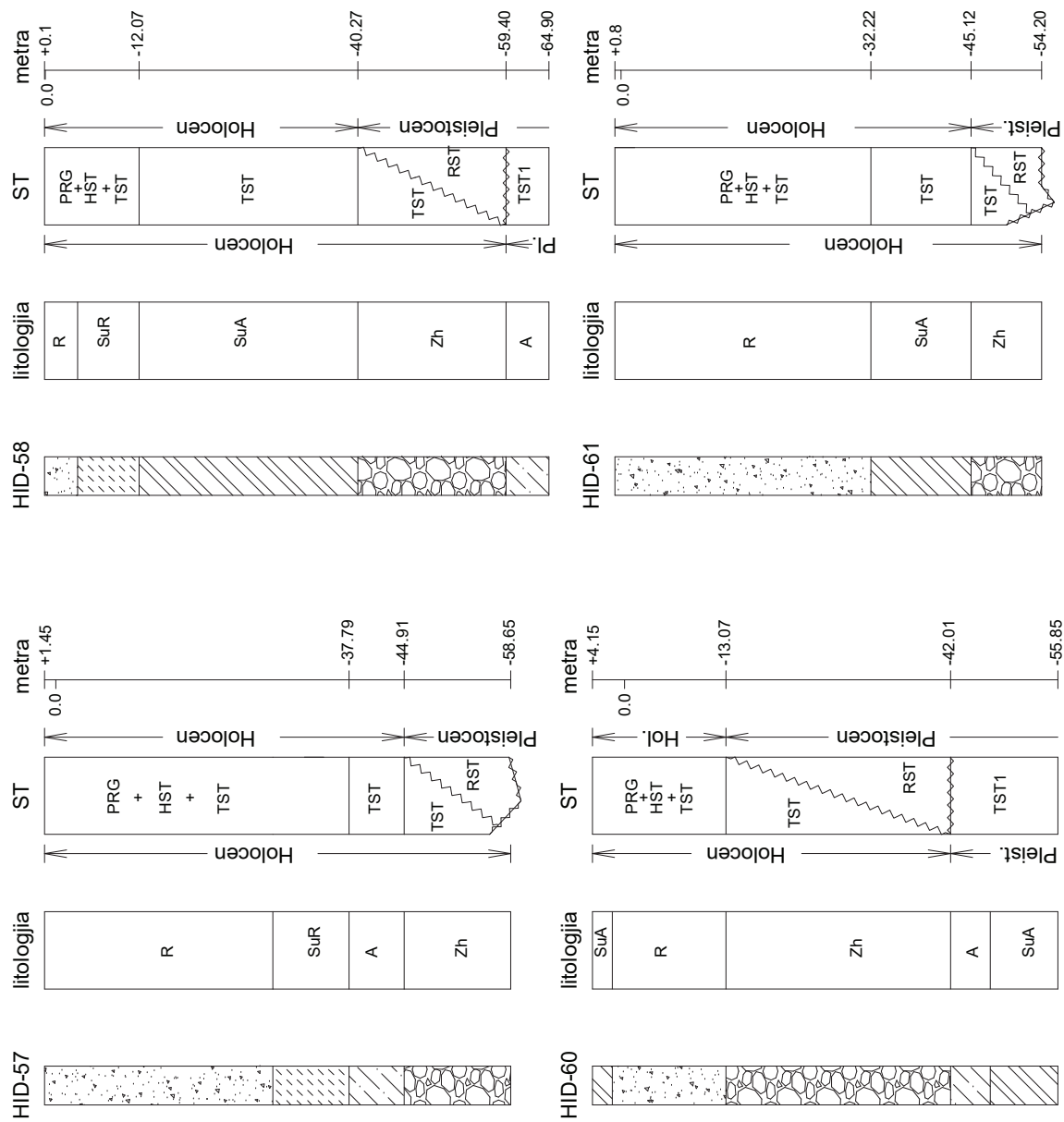


Figura 41. Kolonat litologjike te shpimeve HID-57, HID-58, HID-59 dhe HID-60, me interpretimin sekuenal. (Marku S. 2018)

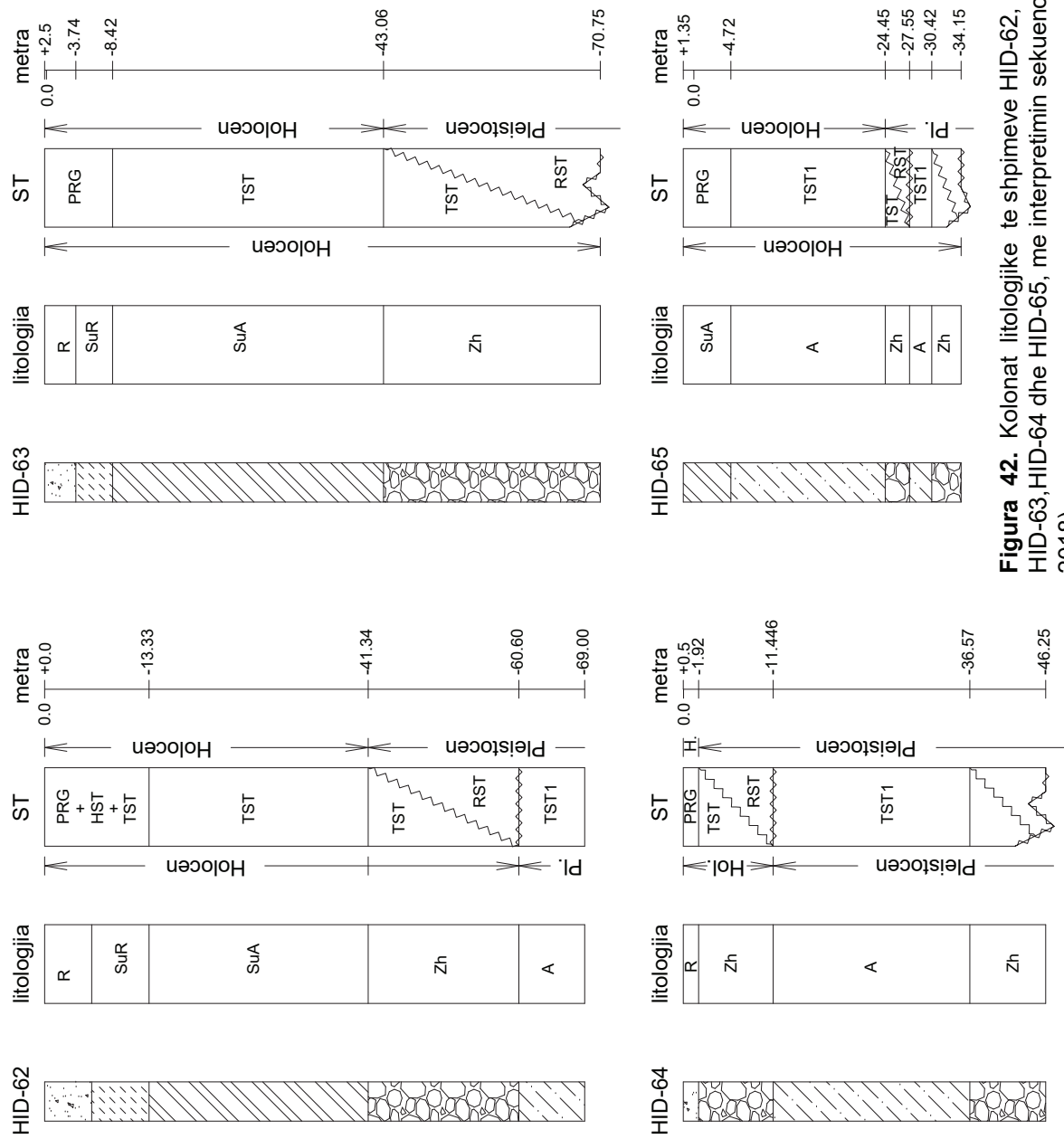


Figura 42. Kolonat litologjike të shpimeve HID-62, HID-63, HID-64 dhe HID-65, me interpretimin sekuenial. (Marku S. 2018)

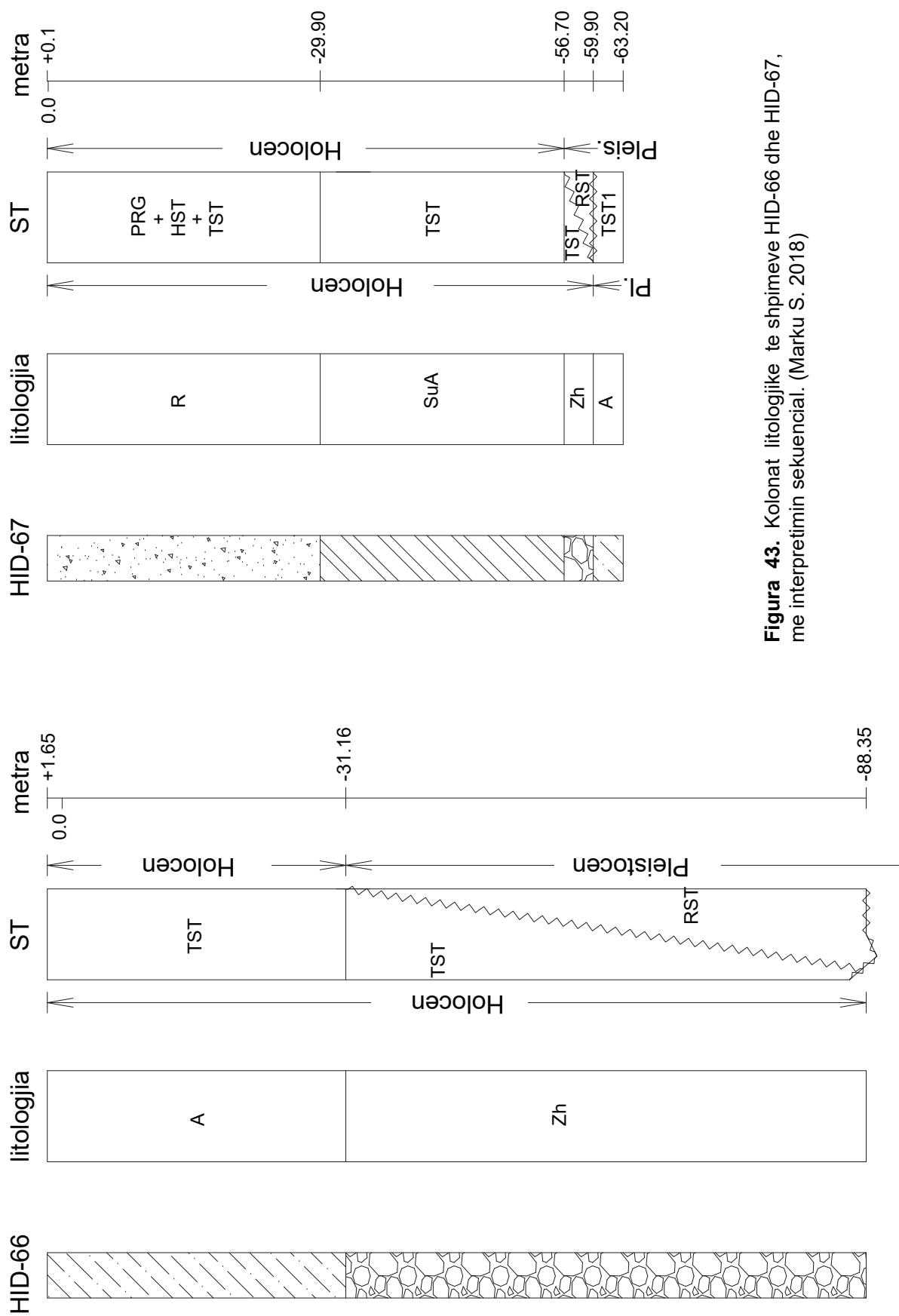


Figura 43. Kolonat litologjike të shpimeve HID-66 dhe HID-67, me interpretimin sekuecial. (Marku S. 2018)

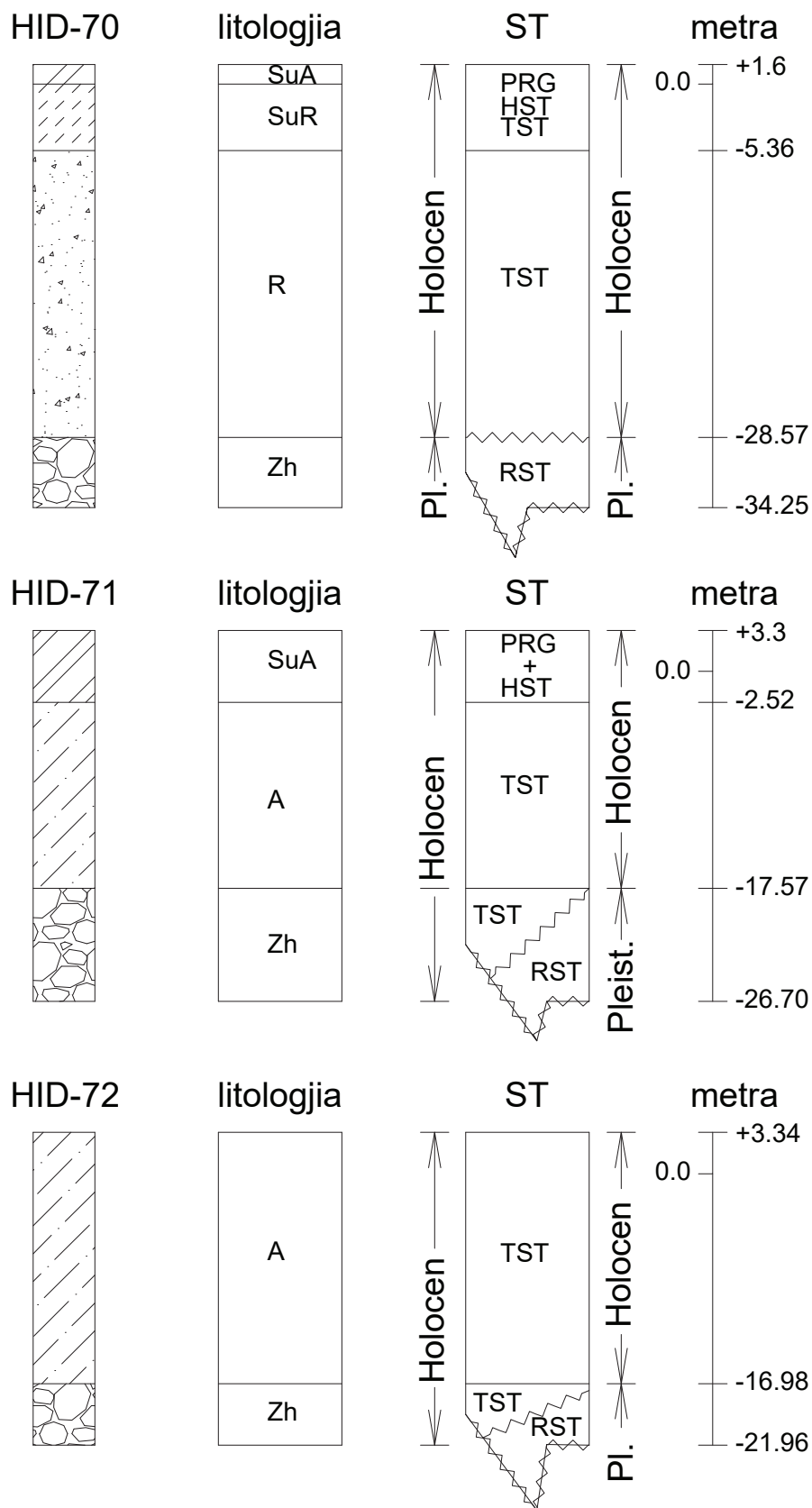


Figura 44. Kolonat litologjike te shpimeve HID-70, HID-71, dhe HID-72 me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)

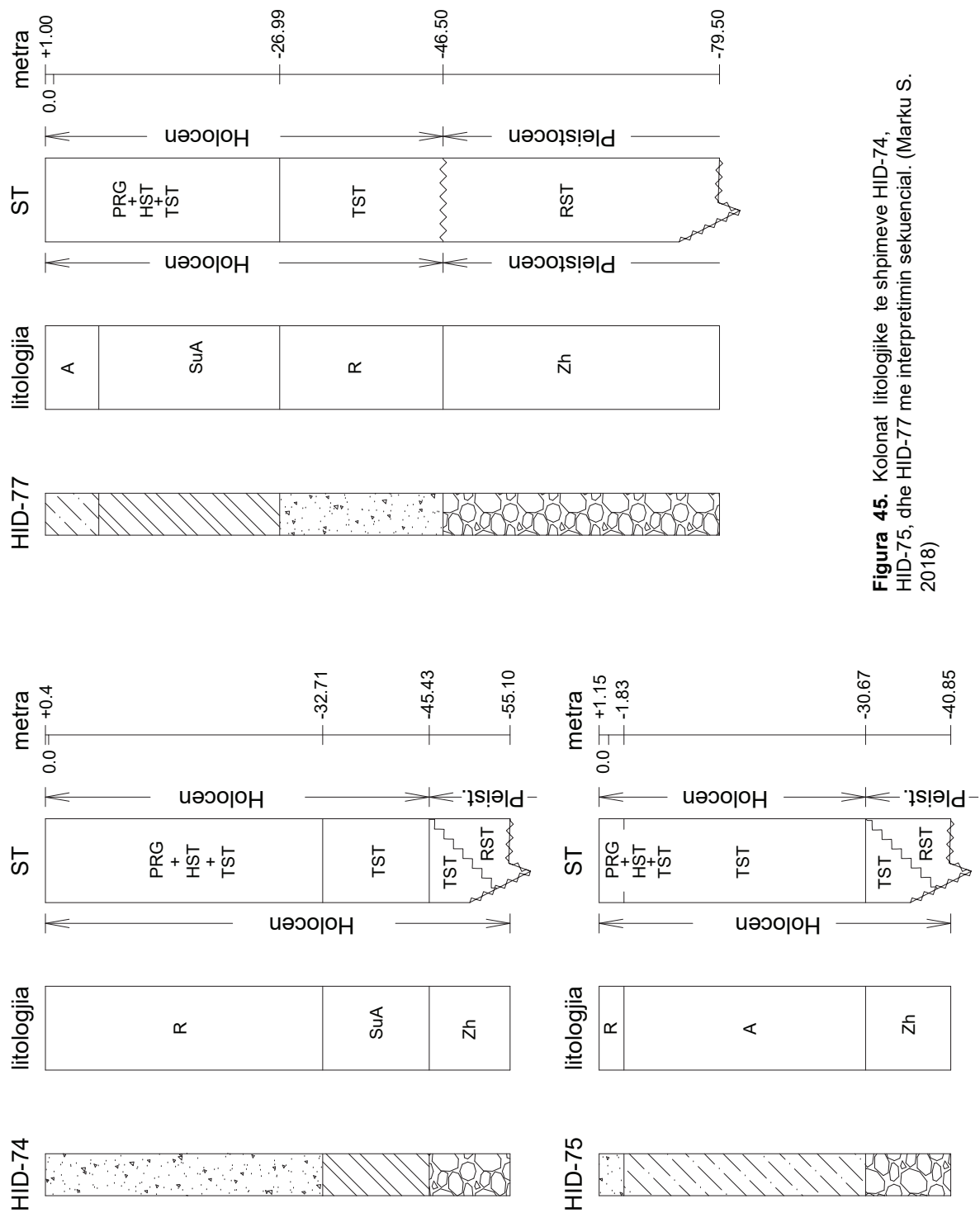


Figura 45. Kolonat litologjike të shpimeve HID-74, HID-75, dhe HID-77 me interpretimin sekuenial. (Marku S. 2018)

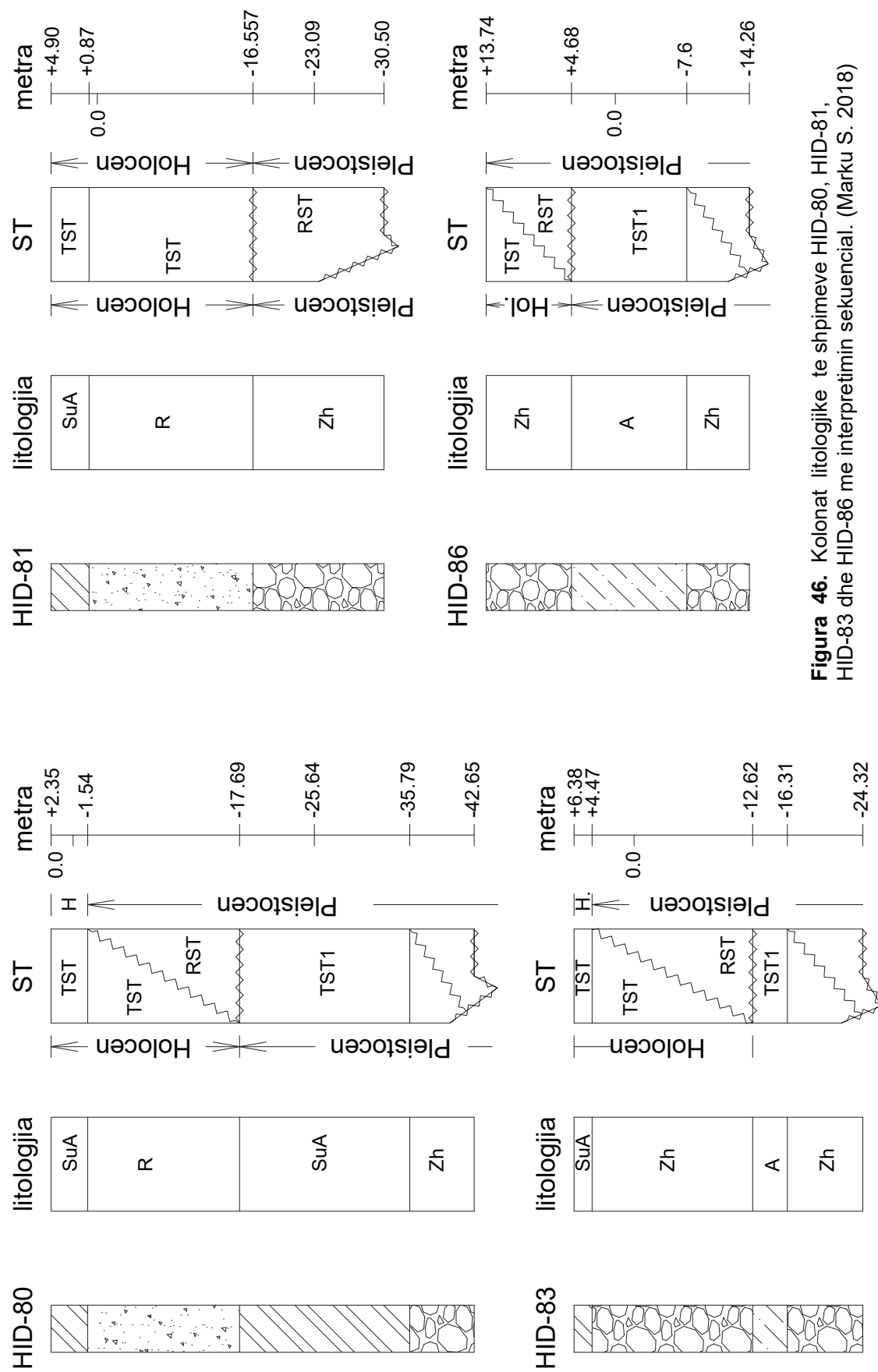


Figura 46. Kolonat litologjike te shpimeve HID-80, HID-81, HID-83 dhe HID-86 me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)

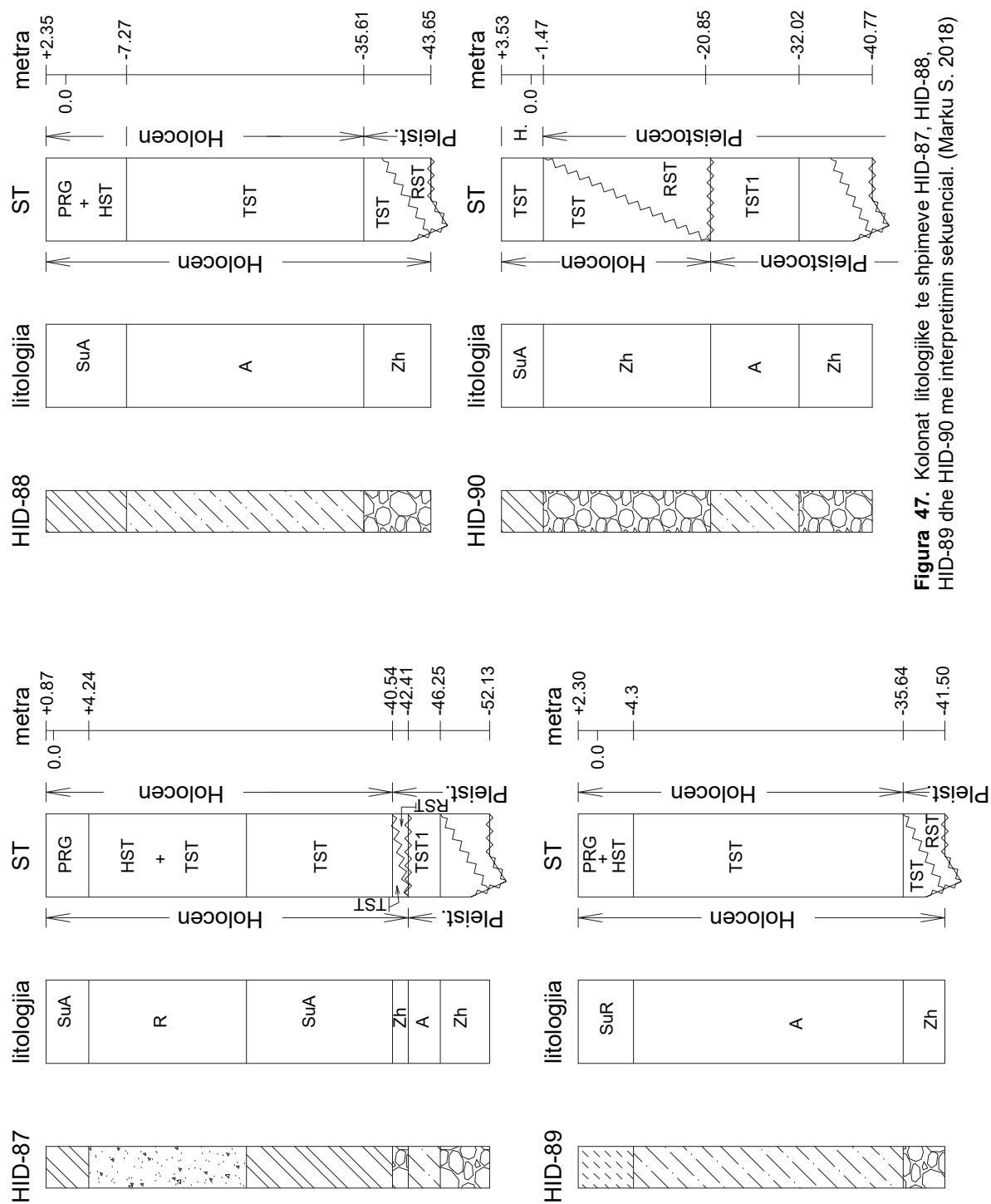


Figura 47. Kolonat litologjike të shpimeve HID-87, HID-88, HID-89 dhe HID-90 me interpretimin sekuenial. (Marku S. 2018)

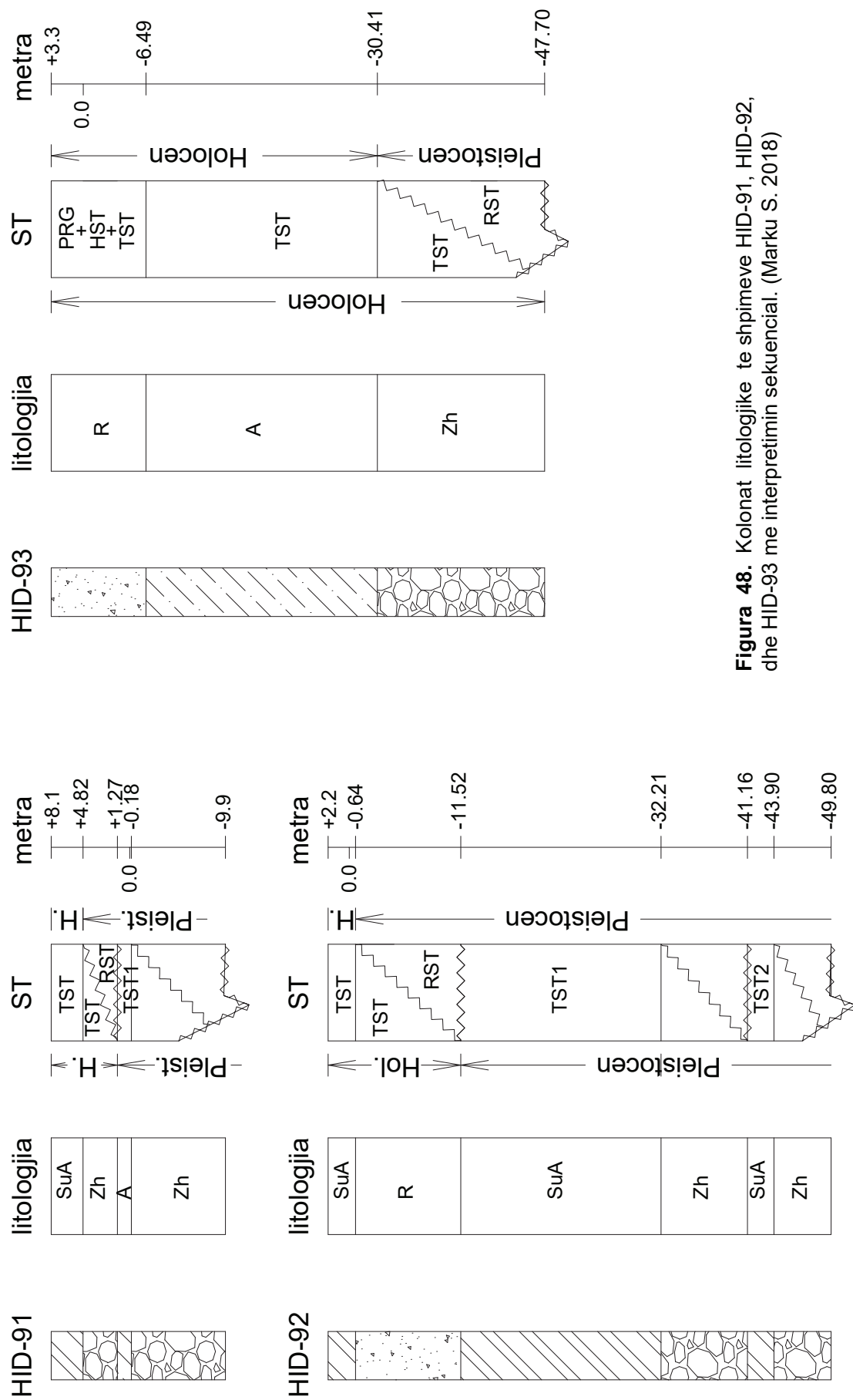


Figura 48. Kolonat litologjike të shpimeve HID-91, HID-92, dhe HID-93 me interpretimin sekuenial. (Marku S. 2018)

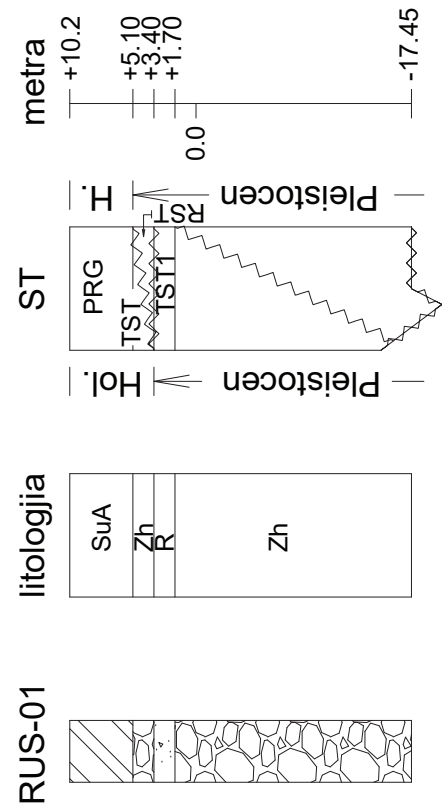
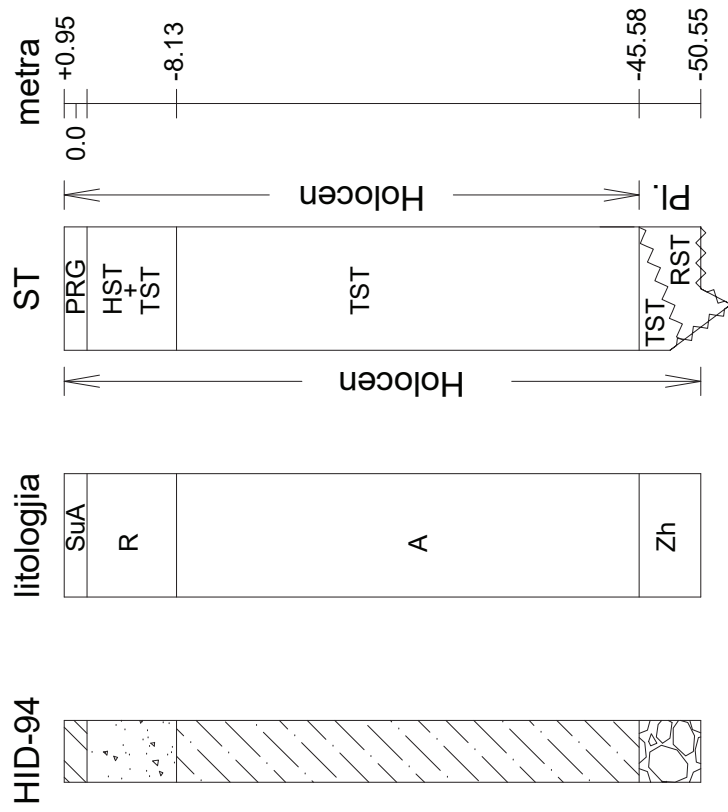
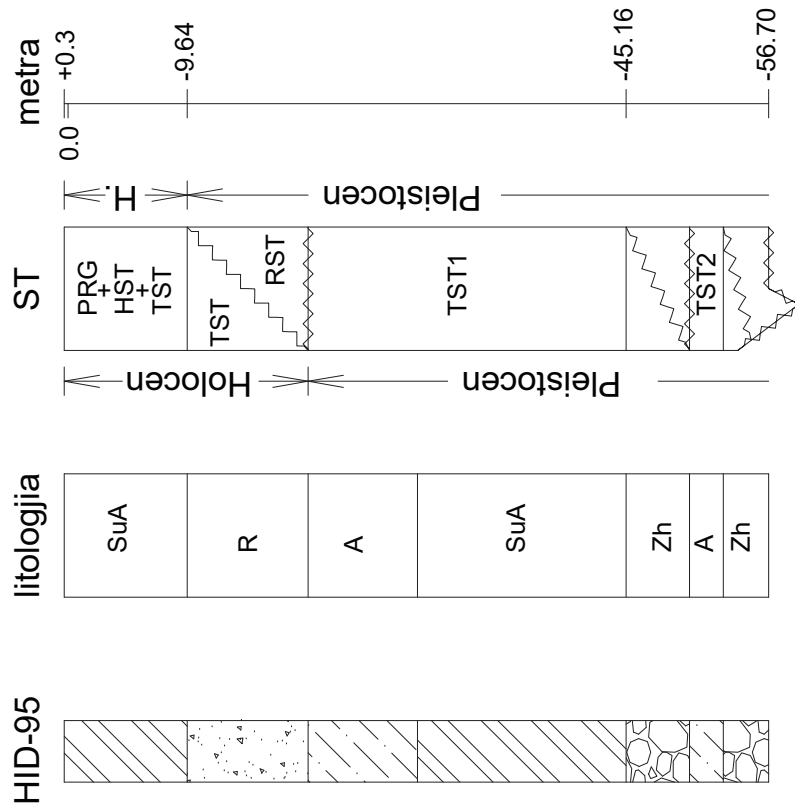


Figura 49. Kolonat litologjike të shpimeve HID-94, HID-95, dhe RUS-01 me interpretimin sekuenial. (Marku S. 2018)

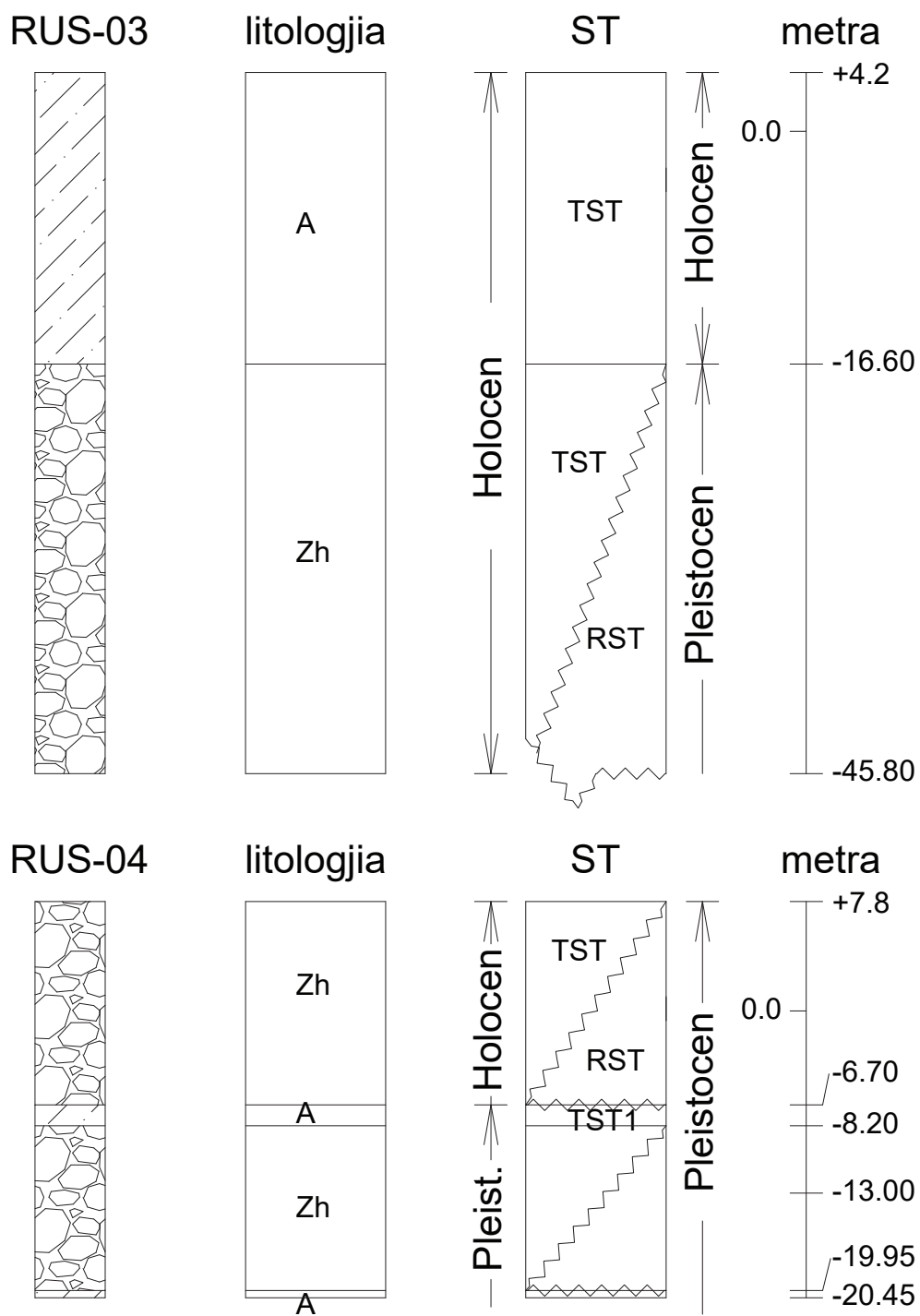


Figura 50. Kolonat litologjike te shpimeve RUS-03 dhe RUS-04, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)

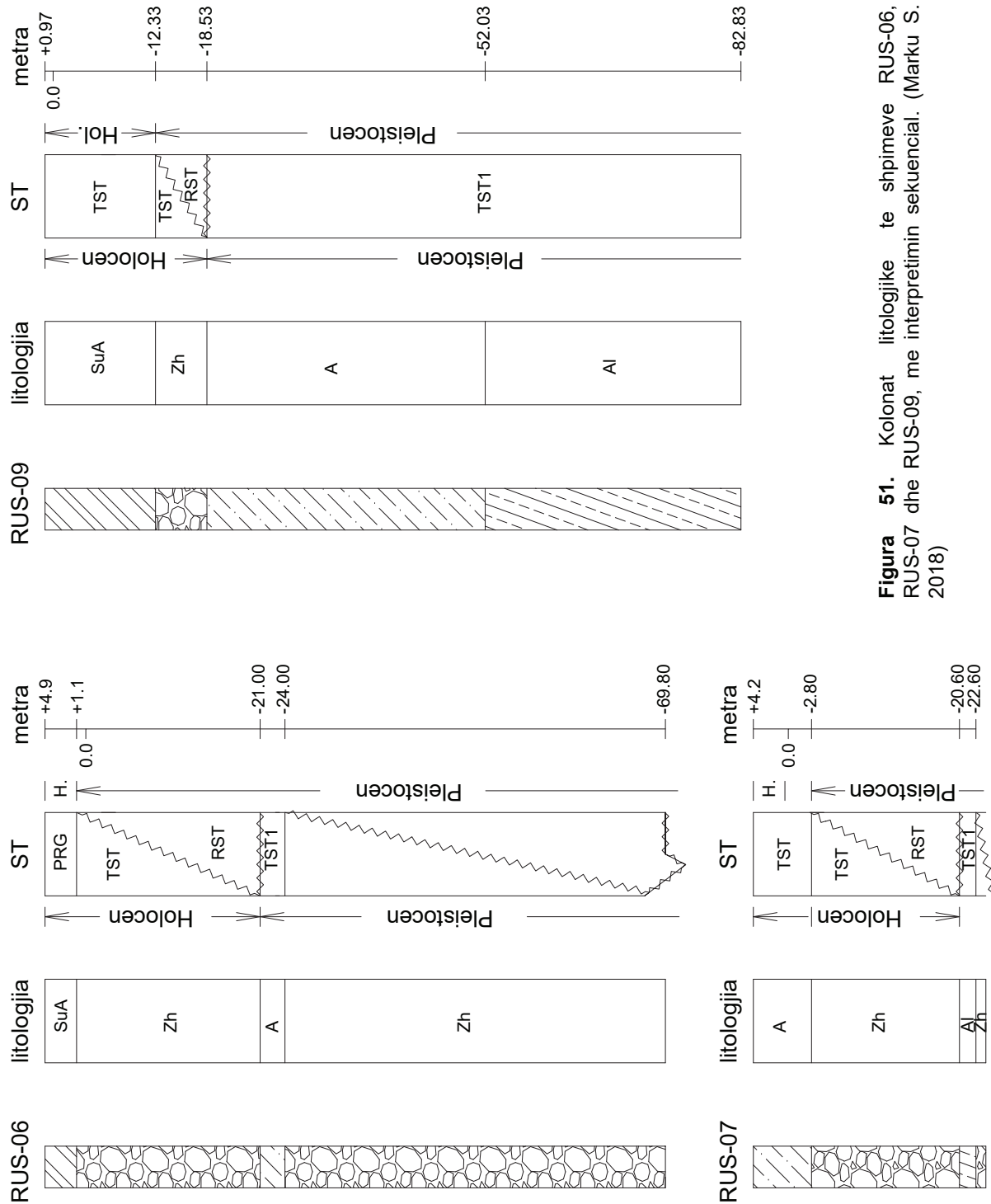


Figura 51. Kolonat litologjike të shpimeve RUS-06, RUS-07 dhe RUS-09, me interpretimin sekencial. (Marku S. 2018)

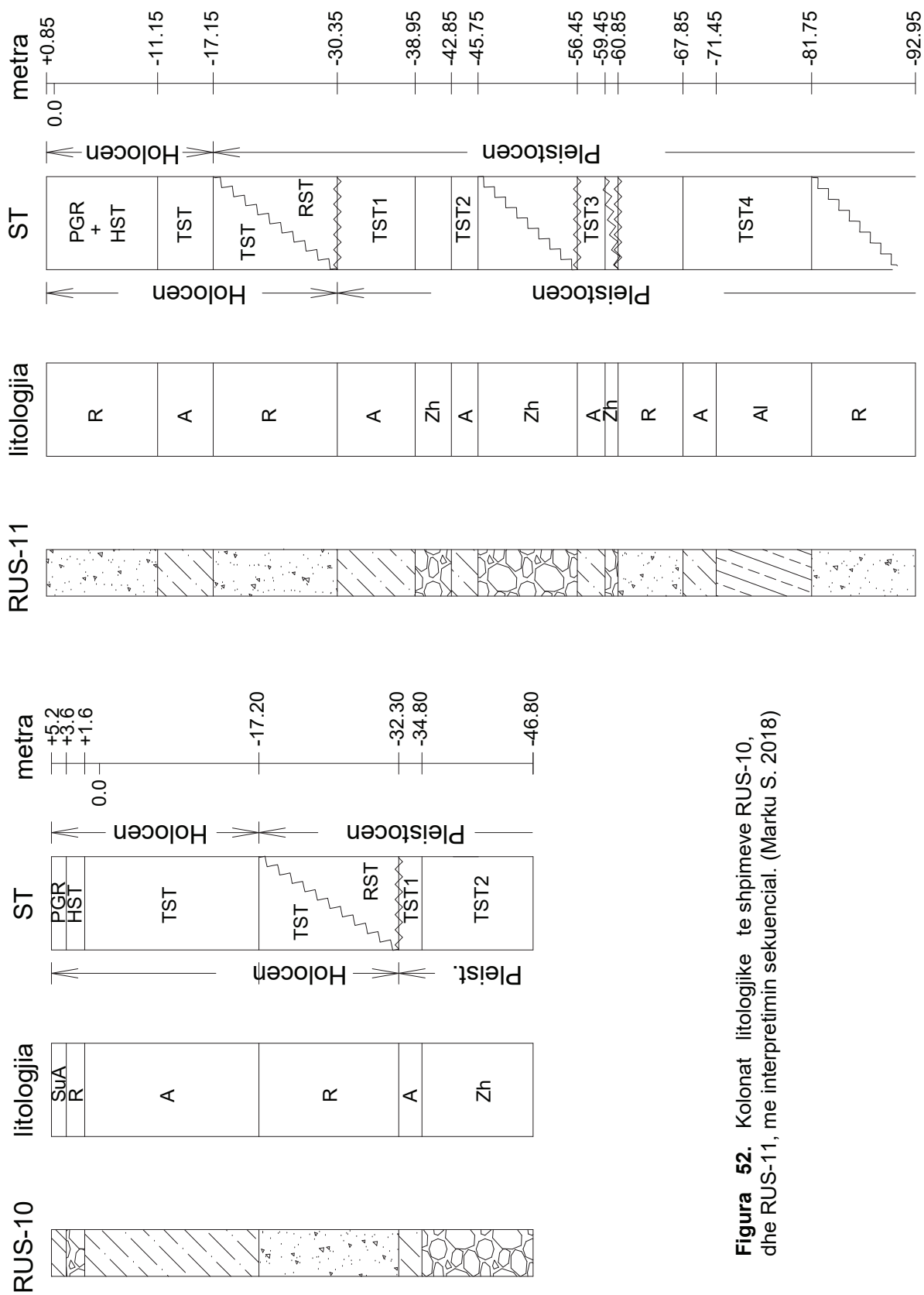


Figura 52. Kolonat litologjike të shpimeve RUS-10, dhe RUS-11, me interpretimin sekuenial. (Marku S. 2018)

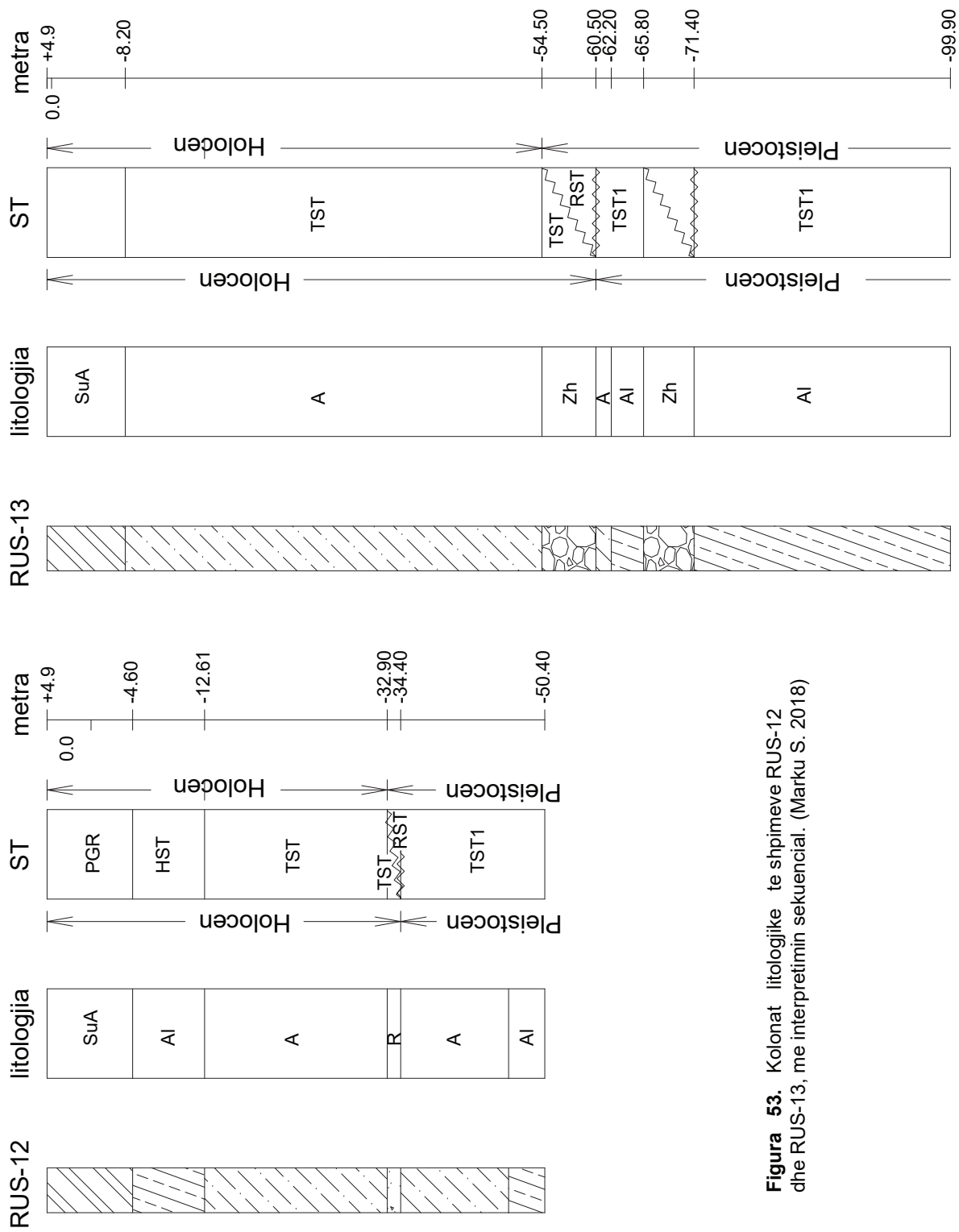


Figura 53. Kolonat litologjike të shpimeve RUS-12 dhe RUS-13, me interpretimin sekuenial. (Marku S. 2018)

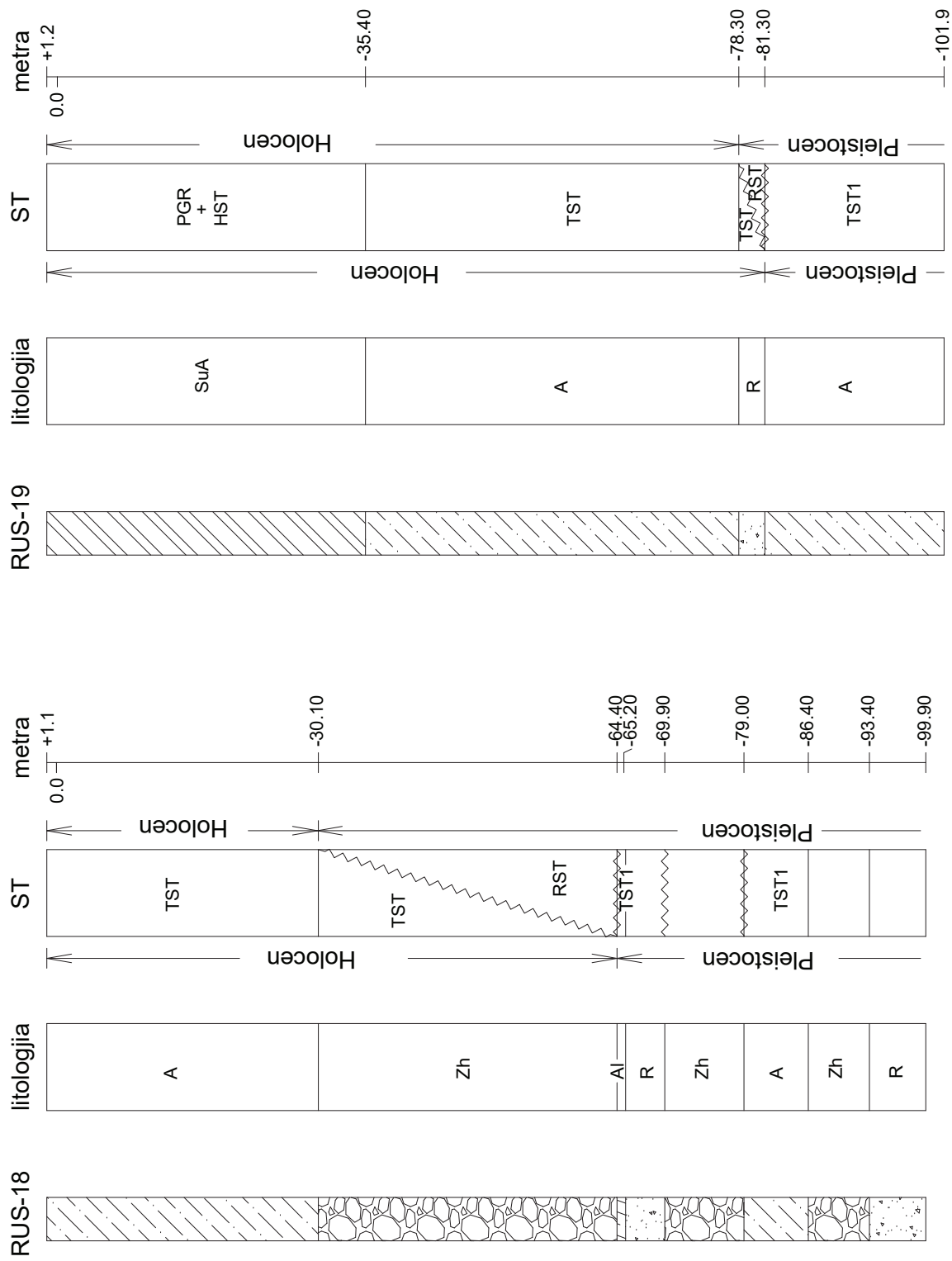


Figura 54. Kolonat litologjike të shpimeve RUS-18 dhe RUS-19, me interpretimin sekuenial. (Marku S. 2018)

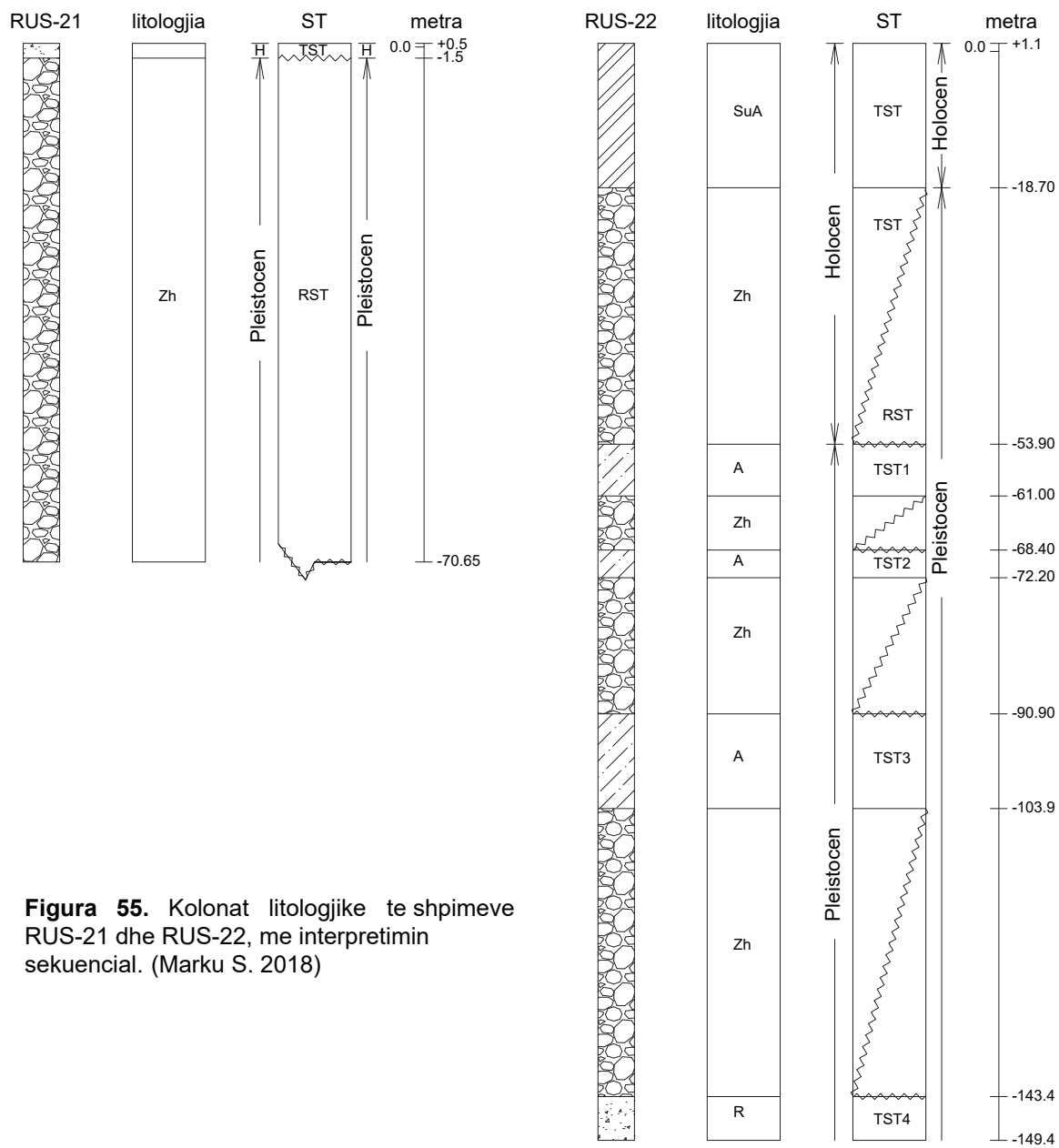


Figura 55. Kolonat litologjike te shpimeve RUS-21 dhe RUS-22, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)

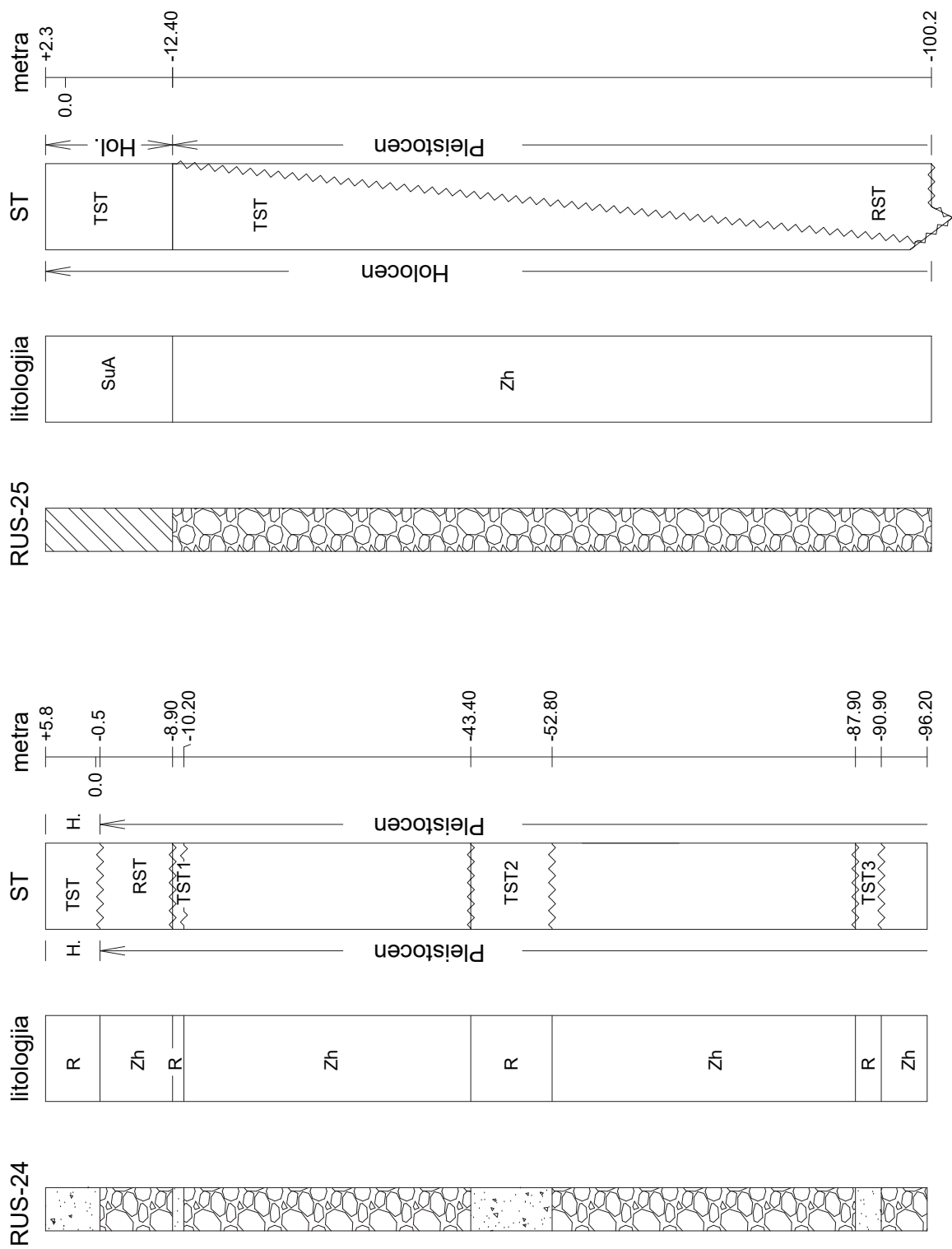


Figura 56. Kolonat litologjike te shpimeve RUS-24 dhe RUS-25, me interpretimin sekuencial. (Marku S. 2018)

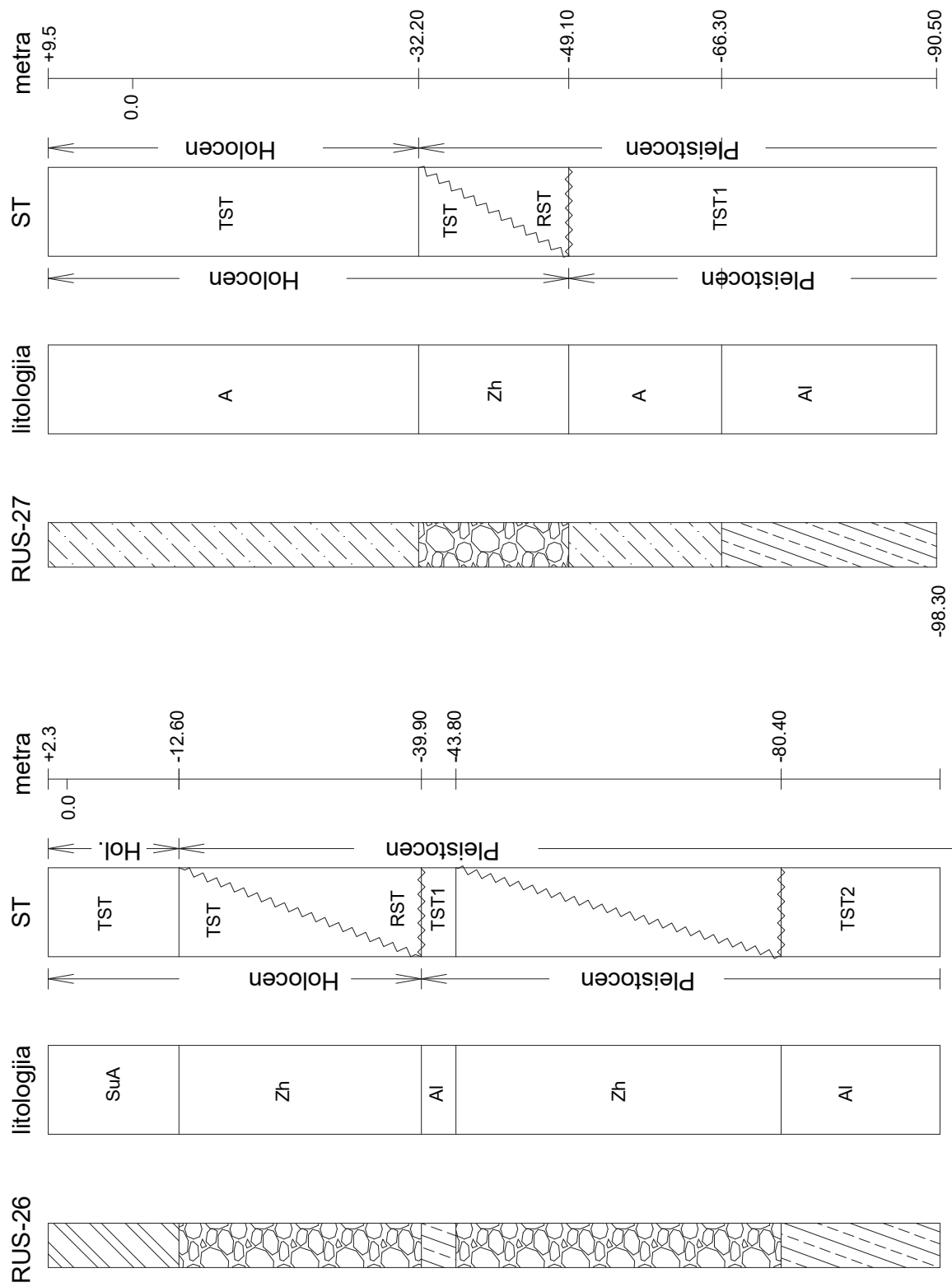


Figura 57. Kolonat litologjike të shpimeve RUS-26 dhe RUS-27, me interpretimin sekuenial. (Marku S. 2018)

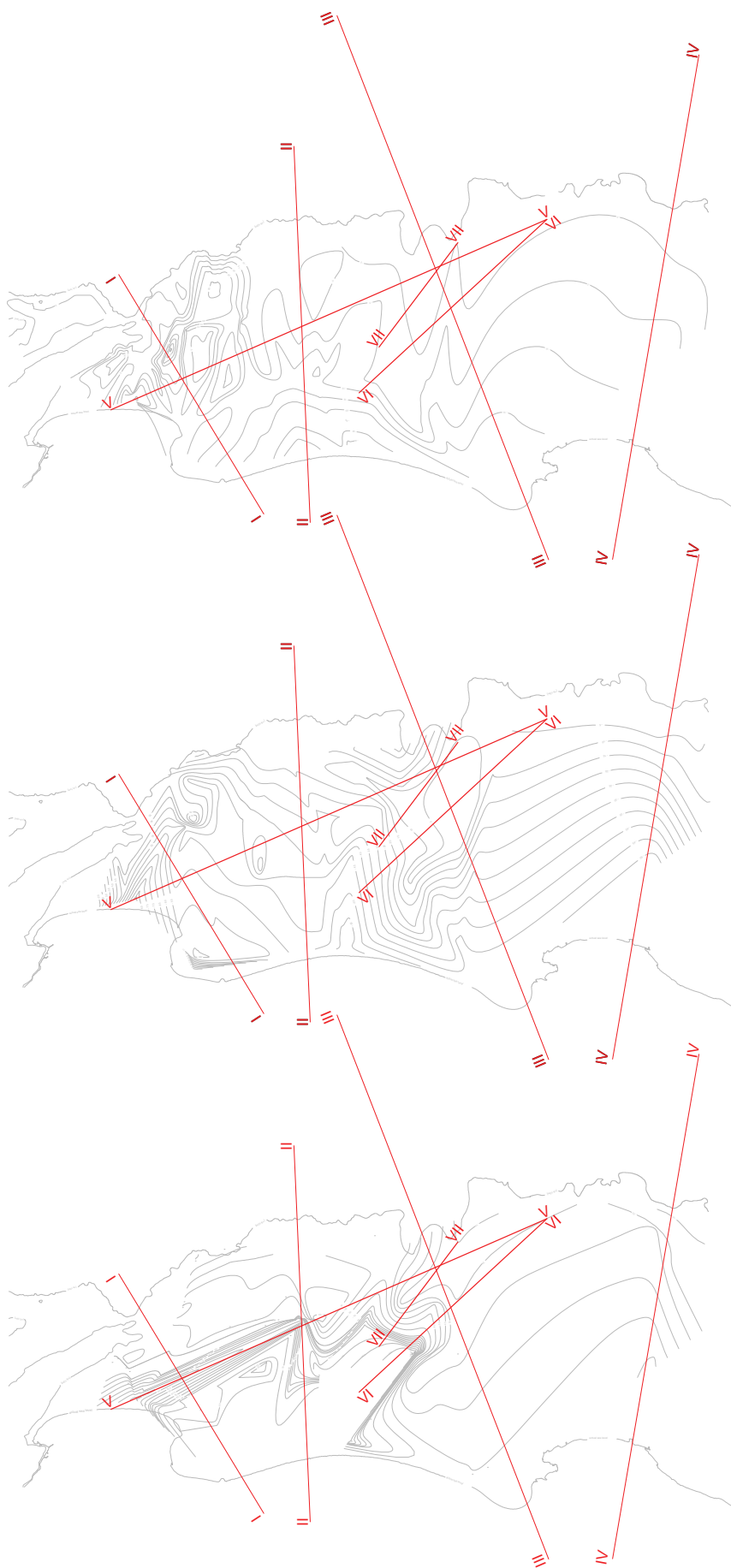


Figura 58. Vendodhja e profileve me interpretimin sekuenial dhe tre siperfaqet ipsometrike të nxjerra nga rezultatet e kolonave të shpimit për kufinjë RST, TST dhe MFS ne hapësirën e studiuar . (Marku S. 2018)

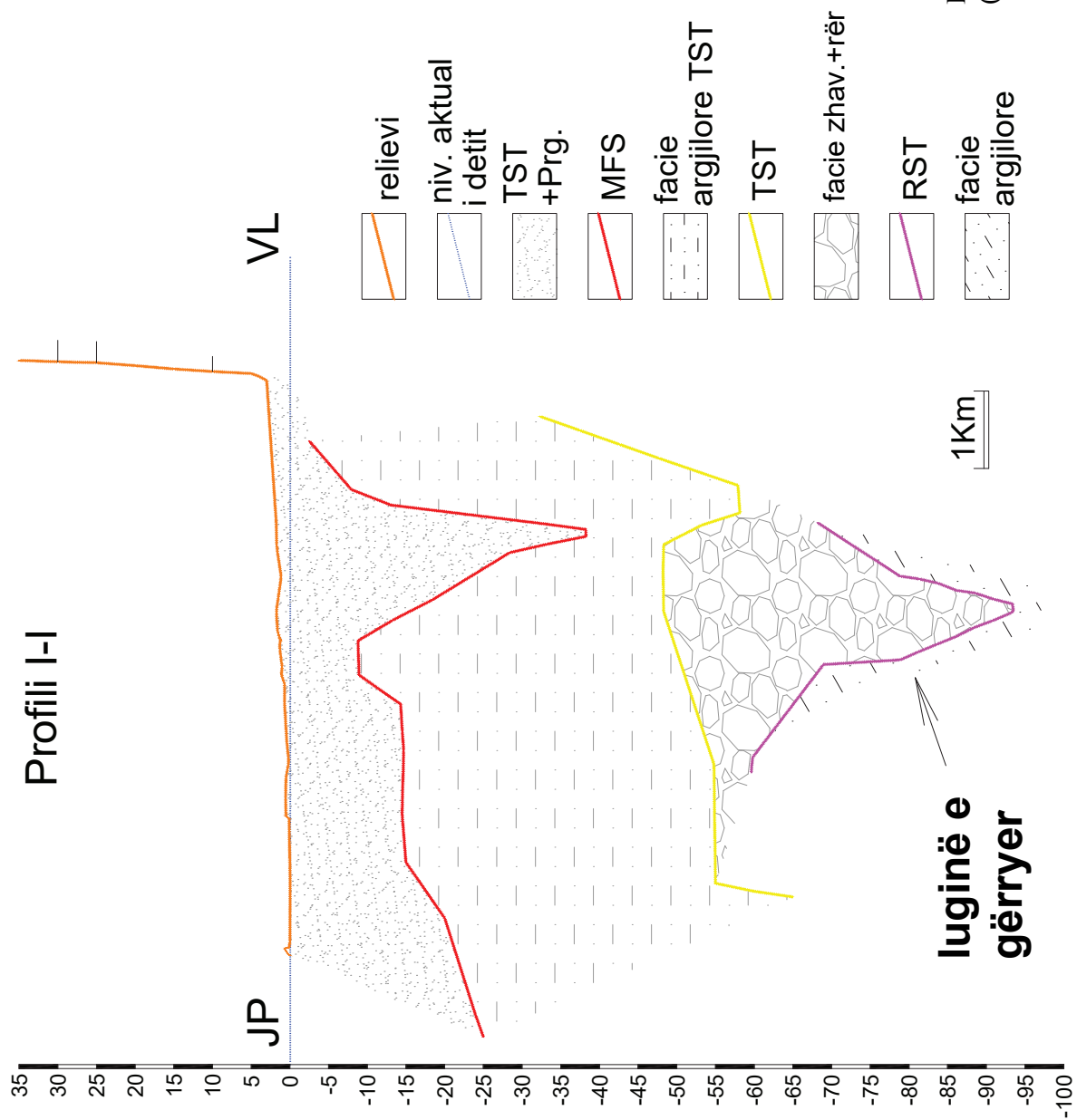


Figura 59, Profili I-I.
(Marku S. 2018)

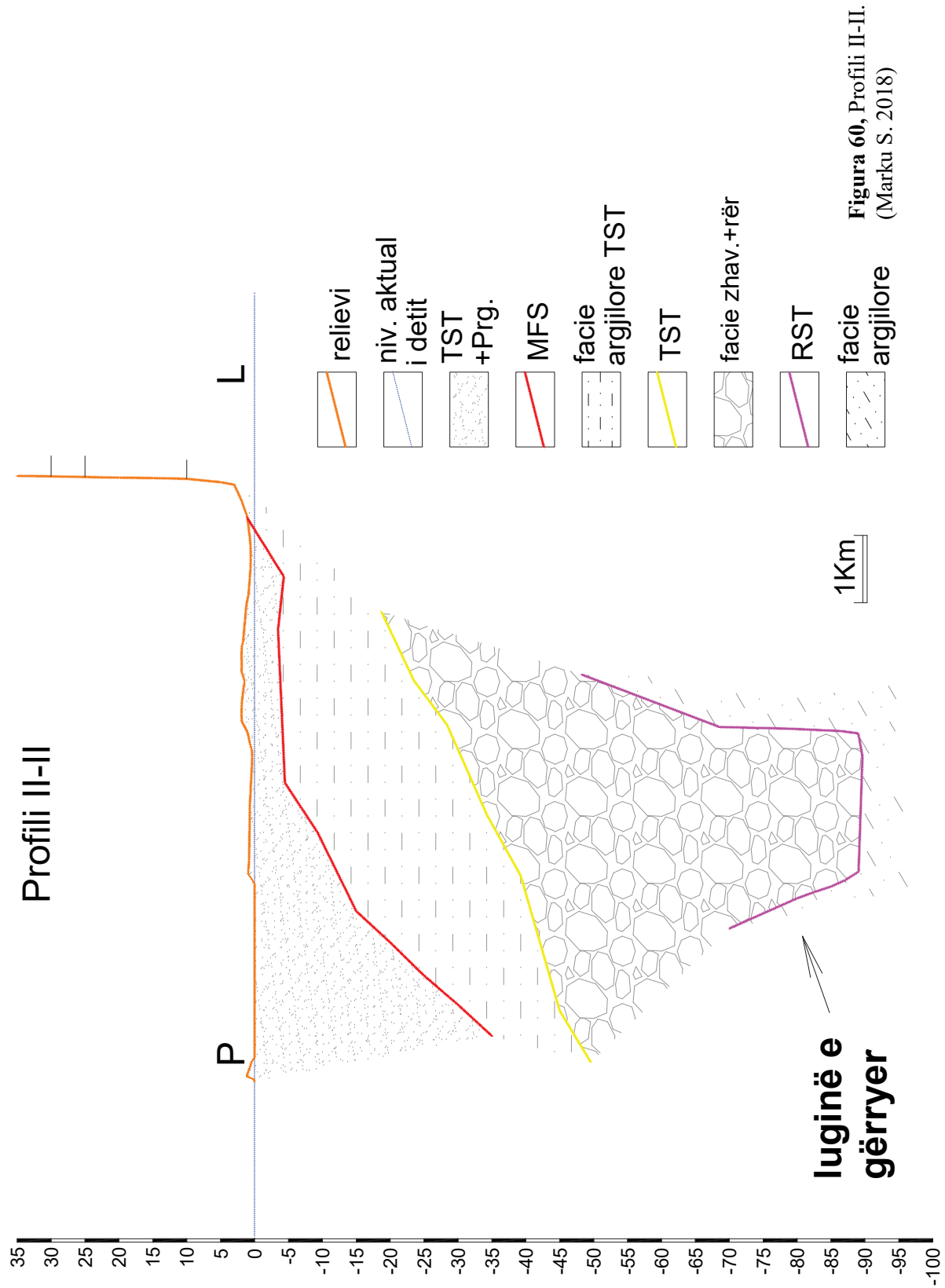


Figura 60, Profili II-II.
(Marku S. 2018)

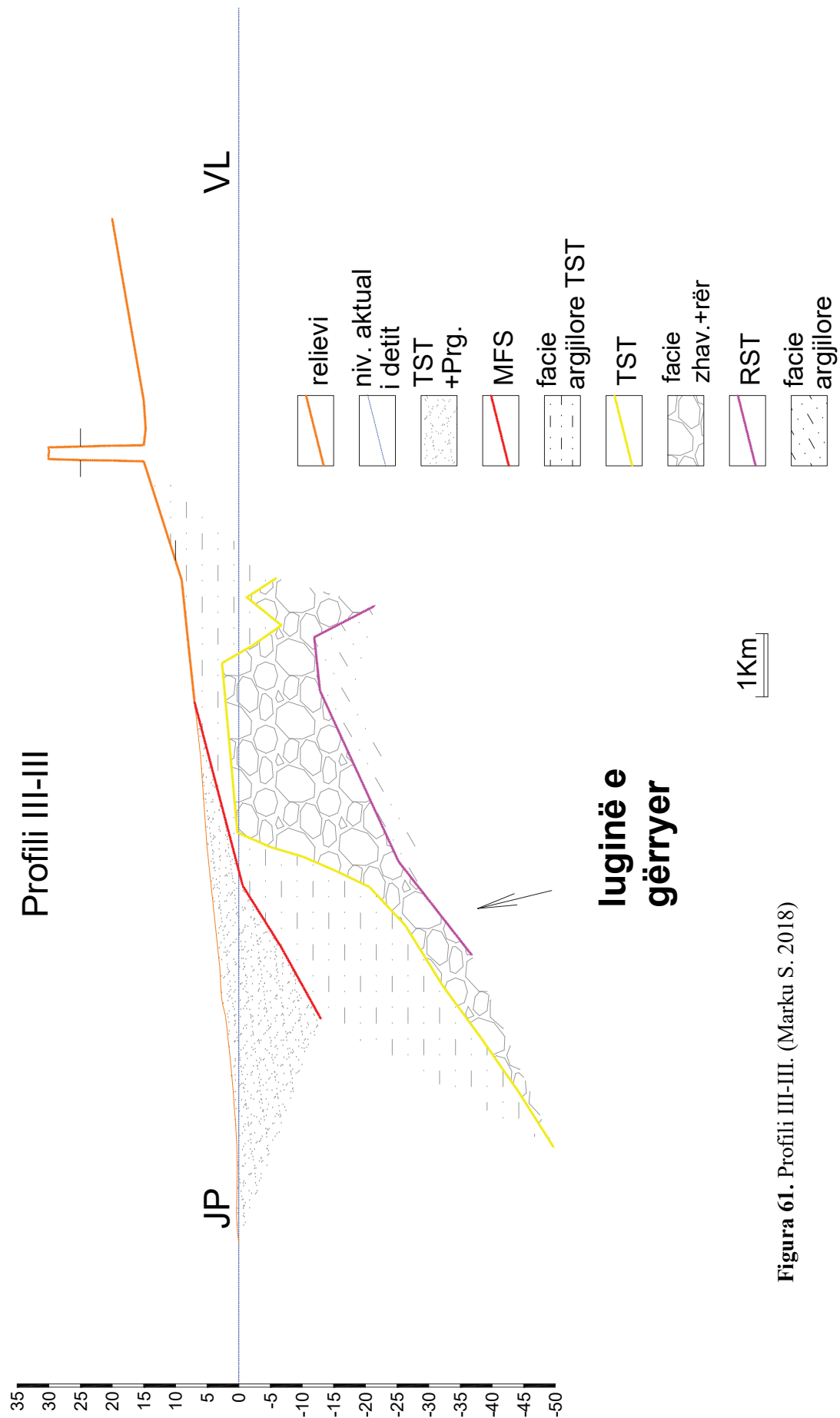


Figura 61. Profil III-III. (Marku S. 2018)

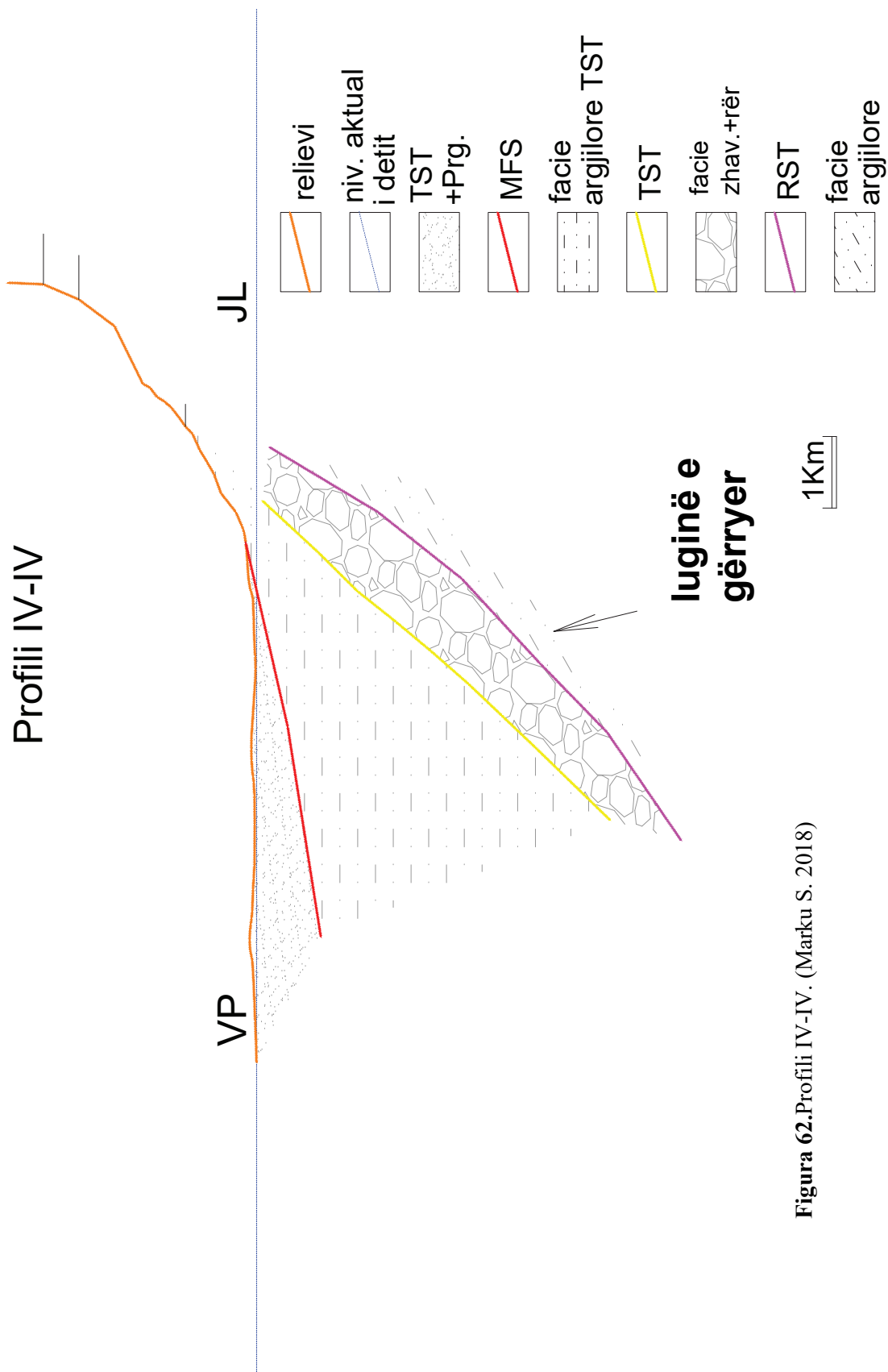


Figura 62.Profili IV-IV. (Marku S. 2018)

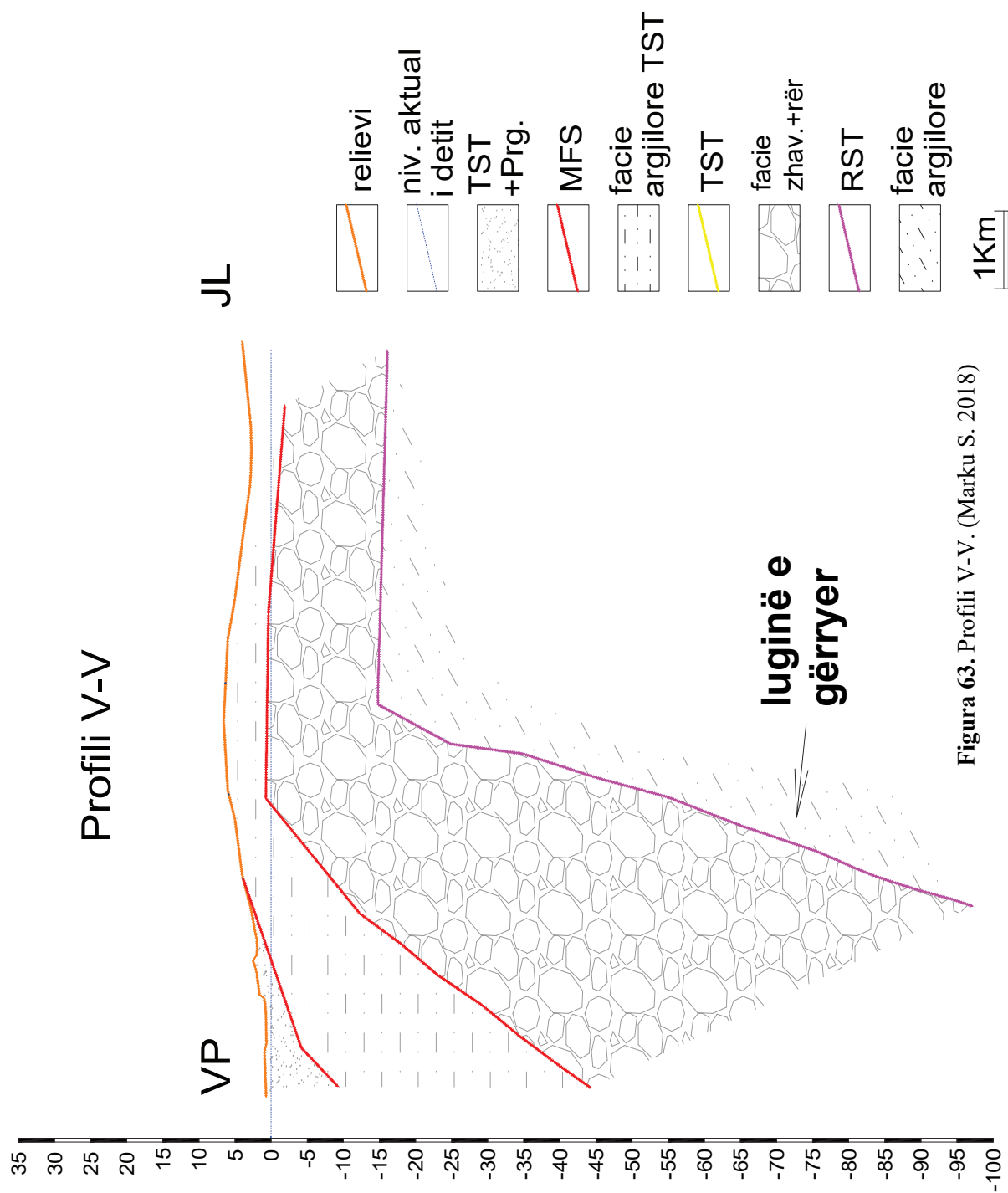


Figura 63. Profili V-V. (Marku S. 2018)

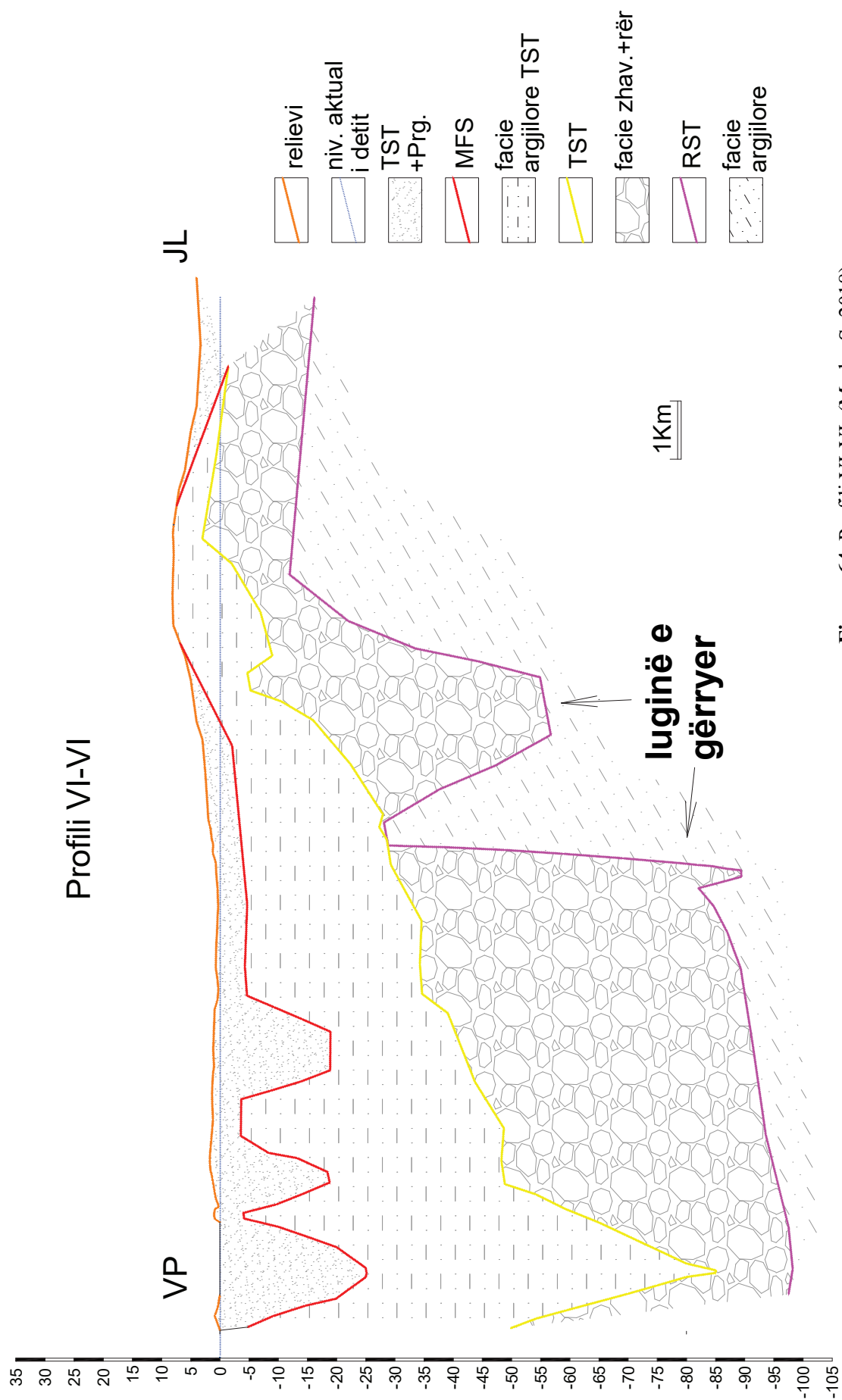


Figura 64. Profili VI-VI. (Marku S. 2018)

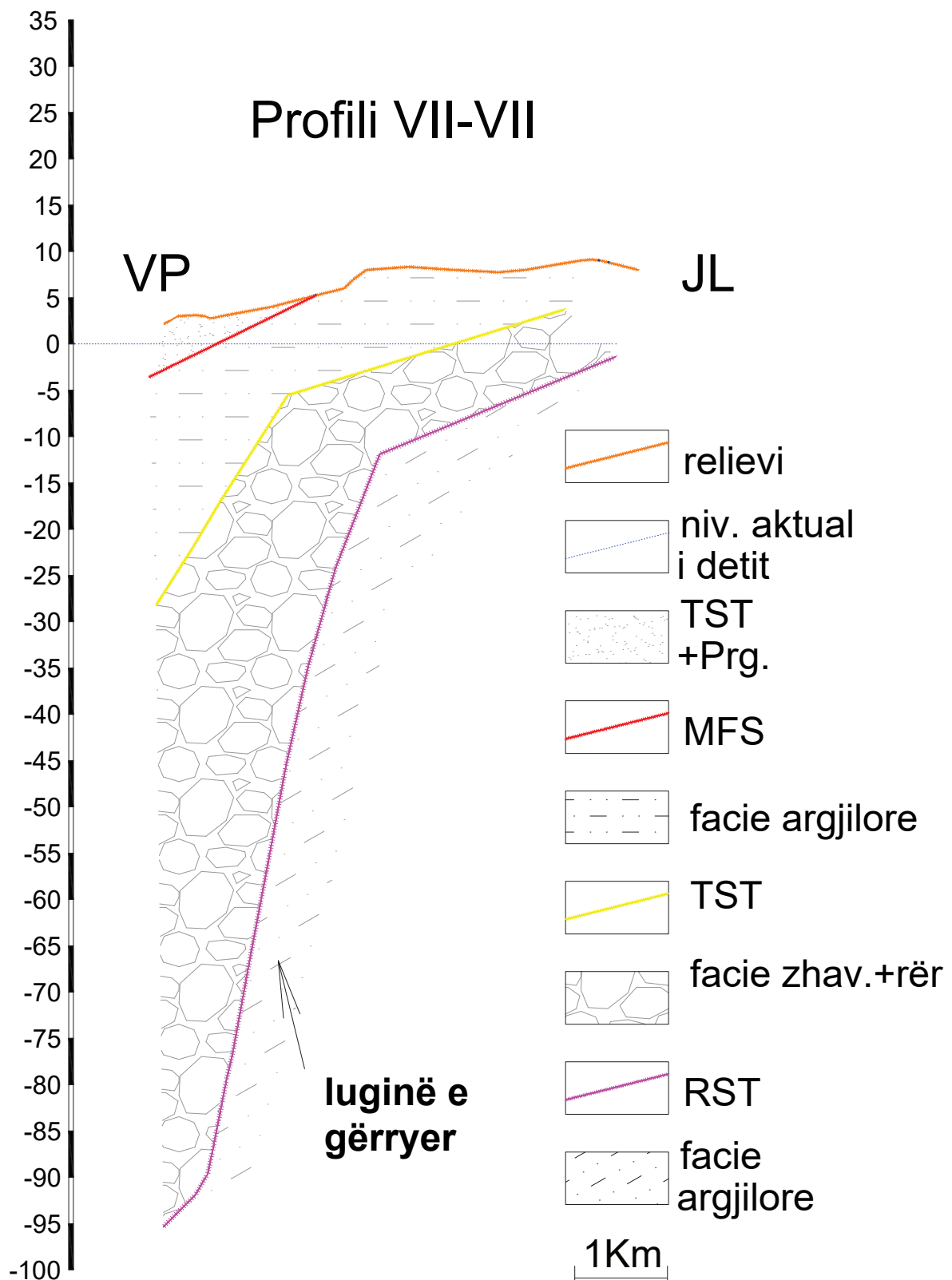


Figura 65. Profili VII-VII. (Marku S. 2018)

Shkurtime të përdorura

ISQS – International Subcommission on Quaternary Stratigraphy (Nënkomisioni Ndërkombëtar për Stratigrafinë e Kuaternarit)

ICS – International Commission on Stratigraphy (Komisioni Ndërkombëtar mbi Stratigrafinë)

IUGS – International Union of Geological Sciences (Unioni Ndërkombëtar i Shkencave Gjeologjike).

GSSP – Prerjet dhe Pikat Stratotipe Globale (Global Stratotype Sections and Points)

P.e.s – Para erës sonë

SQS – Subcommission on Quaternary Stratigraphy (Nënkomisioni për Stratigrafinë e Kuaternarit)

Mv – Mijë vjet

Ma – Milion vjet

mmv⁻¹ – milimetër në vit

BP – më parë se sot (nënkupton periudhë kohore përpara vitit 1960)

RST – Regressive System Tract (Aparati Depozicional Regresiv)

TST – Transgressive System Tract (Aparati Depozicional Transgresiv)

HST – Hihgstand System Tract (Aparatit të Stacionimit të lartë)

MFS – Maximum Flooding Surface (Sipërfaqja e përmytjes maksimale)

LGM – Last Glacial Maximum (Maksimumit i Glacialit të Fundi)

Slia – Sea level index a (Indeksi i nivelit të detit a)

Slib – Sea level index b (Indeksi i nivelit të detit b)