Geneza vulkanoklastičnih naslaga srednjega trijasa Vanjskih Dinarida

Smirčić, Duje

Doctoral thesis / Disertacija

2017

Degree Grantor / Ustanova koja je dodijelila akademski / stručni stupanj: **University of Zagreb, Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering / Sveučilište u Zagrebu, Rudarsko-geološko-naftni fakultet**

Permanent link / Trajna poveznica: https://urn.nsk.hr/urn:nbn:hr:169:877400

Rights / Prava: Attribution-NoDerivatives 4.0 International/Imenovanje-Bez prerada 4.0 međunarodna

Download date / Datum preuzimanja: **2024-04-24**

Repository / Repozitorij:

Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering Repository, University of Zagreb

DIGITALNI AKADEMSKI ARHIVI I REPOZITORIJI

Sveučilište u Zagrebu

Rudarsko-geološko-naftni fakultet

Duje Smirčić

Geneza vulkanoklastičnih naslaga srednjega trijasa Vanjskih Dinarida

DOKTORSKI RAD

Zagreb, 2017.

Sveučilište u Zagrebu

Rudarsko-geološko-naftni fakultet

Duje Smirčić

Geneza vulkanoklastičnih naslaga srednjega trijasa Vanjskih Dinarida

DOKTORSKI RAD

Mentori:

Dr.sc. Dunja Aljinović, red.prof.

Dr.sc. Vesnica Garašić, docentica

Zagreb, 2017.

University of Zagreb

Faculty of mining, geology and petroleum engineering

Duje Smirčić

Genesis of Middle Traissic volcaniclastic deposits in the External Dinarides

DOCTORAL THESIS

Supervisors:

PhD Dunja Aljinović, full professor

PhD Vesnica Garašić, assistant professor

Zagreb, 2017.

Informacije o mentorima:

Dr.sc. Dunja Aljinović, redovita profesorica
Zavod za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine
Rudarsko-geološko-naftni fakultet
Sveučilište u Zagrebu

Dr.sc. Vesnica Garašić, docentica
Zavod za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine
Rudarsko-geološko-naftni fakultet
Sveučilište u Zagrebu

Zahvaljujem se mentorici dr.sc. Dunji Aljinović na ukazanom povjerenju, prenesenom znanju, poticanju, prijateljskom, čak i majčinskom odnosu za vrijeme, a vjerujem i nakon doktorskog studija… ne mogu Vam reći dovoljno HVALA!

Zahvaljujem se drugoj mentorici dr.sc. Vesnici Garašić na spremnosti za pomoć, ohrabrenju, toplim riječima i znanju koje sam prikupio kroz zajednički rad…

Hvala kolegi i prijatelju dr.sc. Urošu Barudžiji na prenesenom znanju (kako stručnom, tako i ljudskom), pomoći na terenu za koje se nadam da će ih biti još.

Veliko HVALA dr.sc. Tei Kolar-Jurkovšek na paleontološkom znanju, prijateljskim porukama i ogromnoj pomoći kako bi ovaj rad bio bolji i vremenski ograničen. Nadam se i iskreno se veselim daljnjoj suradnji.

Zahvaljujem se i dr.sc. Hazimu Hrvatoviću na samo malom djeličku podijeljenog znanja koje je za mene ogromno.

Veliko HVALA i suradnicima na bilaterlnim projektima za svo vrijeme provedeno na zajedničkim terenima jer sam imao prilike s njima surađivati i od njih učiti… dr.sc. Leopold Krystyn, dr.sc. Micha Horacek, dr.sc. Yanlong Chen… i posebno Hvala dr.sc. Sylvainu Richozu na pomoći pri provedbi analiza i posvećenom vremenu… dr.sc. Karlu Ettinger na pomoći pri analizama elektronskom mikrosondom.

Zahvaljujem se kolegi Nevenu Tadeju na provedbi XRD analiza na našem Zavodu i interpretaciji rezultata… hvala Ti za ljudske razgovore o zajedničkim hobijima.

Hvala našim tehničarkama Nadi Čegec i Branki Prša na odrađenom velikom dijelu laboratorijskog posla i pomoći pri svakoj pripremi uzoraka.

Posebno hvala Mariu Valentu koji je svaki prikupljeni uzorak prošao i kroz svoje ruke.

Hvala prof. Goranu Durn na gospodskom ophođenju, pomoći, zajedničkim proslavama rođendana i vrhunskom smislu za humor.

Hvala prof. Ivanu Sondi na povremenim, usputnim poticajima i priči o morskim temama.

Hvala prof. Marti Mileusnić na uvijek prijateljskim savjetima.

Zahvaljujem se dr.sc. Sibili Borojević-Šoštarić prodekanici za znanost na uputama, prijedlozima i pomoći za sve one sitnice koje su dovele do krajnjeg cilja, izrade doktorskog rada.

Boženi Vlainić za sve one papire koje ste morali provući kroz ruke u sve ove godine.

Ivančici Njari za ranojutarnja dočekivanja i uvijek veselom razgovoru.

Hvala i mojim cimerima: prvo dr.sc. Stanku Ružičići i dr.sc. Ani Maričić koji su me trpili u sobi, bilo mi je zadovoljstvo dijeliti radni prostor s vama u počecima.

Hvala i novim cimerima mag.geol. Šimi Biliću i mag.geol. Tomislavu Brenku što me još uvijek trpe, zadovoljstvo mi je i inspiracija ☺

Hvala i kolegicama i kolegama Bojanu Matošu, Marku Cvetkoviću, Jeleni Parlov, Ivi Kolenković-Močilac, Alanu Vranjkoviću, Aleksandru Toševskom, Zoranu Kovaču, Marinu

Sečenj, Sanji Bernat, Martinu Krkaču, Davidu Rukavini, Ivici Pavičiću, na zajedničkim kavama i razgovorima o bitnom i nebitnom zbog kojih je moguće ostati realan i normalan… Emi Kelin na pomoći s obrascima.

Hvala i kolegici Sanji Šuici što od početka vjerno prati moj rad.

Hvala i kolegama iz INA-e na uvijek veselim druženjima na znanstvenim skupovima.

Hvala studentima koje sam imao prilike poučavati od svog dolaska na radno mjesto asistenta, sa svima vama sam ponešto naučio… nadam se da ste i vi nešto od mene.

Posebno veliko HVALA profesoru, kolegi i prijatelju dr.sc. Bošku Lugoviću… hvala Vam što ste mi pokazali kako je svako od nas poseban sa svim svojim osobitostima. Nadam se da ću vremenom steći makar mali dio Vašeg urođenog smisla za poučavanje.

…Mojoj obitelji

SAŽETAK

GENEZA VULKANOKLASTIČNIH NASLAGA SREDNEJGA TRIJASA VANJSKIH DINARIDA

Ključne riječi: srednji trijas, zapadna obala Tetisa, Vanjski Dinaridi, vulkanoklastične naslage, sedimentologija, stratigrafija, geokemija

Tijekom srednjega trijasa na području Vanjskih Dinarida tektonika povezana s otvaranjem Tetiskog oceana dovela je do značajne diferencijacije taložnih okoliša. Istovremeno su egzistirala izdignuta područja sa značajkama subaerske vulkanske aktivnosti i trošenja starijih stijena te njihova pretaloživanja, kao i plitkomorski prostori obilježeni karbonatnom sedimentacijom te dublja, pelagička morska korita u kojima su taloženi različiti sedimenti uključujući i vulkanoklastične i vulkanske stijene. Cilj provedenog istraživanja je bio definirati i opisati srednjetrijaske vulkanoklastične naslage, odrediti njihov stratigrafski položaj u Vanjskim Dinaridima, definirati taložne okoliše u kojima su nastale, geokemijskim podacima povezati ih s geotektonskim okolišem u kojem je nastala magma koja je producirala vulkanoklastične naslage te usporediti razvoj prostora Vanjskih Dinarida s okolnim prostorima zapadnog Tetisa. Analizirane su petrološko-sedimentološke, mineraloške i geokemijske karakteristike vulkanoklastičnih naslaga s pet lokaliteta u Vanjskim Dinaridima (Donje Pazarište i Jovanović Draga u okolici Gospića, Bosansko Grahovo u Bosni i Hercegovini, Zelovo u blizini Sinja, i Plavno u blizini Knina). Mikropetrografskim metodama određeni su facijesi istraživanih stijena i mehanizmi njihova postanka čime je omogućena rekonstrukcija taložnih okoliša. Analizama konodontnog materijala biostratigrafski je određena starost te je postavljen vremenski okvir taloženja vulkanoklastita srednjega trijasa. Geokemijskim analizama dobiveni su podaci koji su korišteni za klasifikaciju istraživanih stijena, odredbu geotektonskog okvira i porijekla magme iz koje su nastale vulkanoklastične naslage, te je omogućena rekonstrukcija petrogenetskog modela u srednjem trijasu Vanjskih Dinarida. Vulkanoklastične naslage srednjega trijasa nastajale su u kopnenim i marinskim okolišima. Većina istraživanih lokaliteta ima obilježja dubljevodne pelagičke sedimentacije. Taloženje ovih naslaga u Vanjskim Dinaridima vezano je za prijelazni interval iz anizika u ladinik, kao i u većini okolnih prostora zapadnog dijela nekadašnjeg Tetiskog oceana. Geokemijska obilježja vulkanoklastičnih i vulkanskih stijena ukazuje na kalcijsko-alkalijsku magmu kontaminiranu krustalnim materijalom nastalu u složenom geotektonskom sustavu. Sedimentološka obilježja istraživanih vulkanoklastita i s njima udruženih sedimentnih stijena dokazuju postojanje nepotpuno razvijenih malih riftnih sustava.

EXTENDED SUMMARY

GENESIS OF MIDDLE TRIASSIC VOLCANICLASTIC DEPOSITS IN THE EXTERNAL DINARIDES

Key words: Middle Triassic, Wester Tethys, External Dinarides, volcaniclastic deposits, sedimentology, stratigraphy, geochemistry

In the Middle Triassic times, the External Dinarides were a part of the Western Tethyan domain (Haas et al., 1995; Stampfli & Borel, 2002; 2003; Scotese et al., 2004). A deposition of the Early Triassic low energy carbonate-siliciclastic sediments of the epeiric ramp (Aljinović et al., 2014) was interrupted in the Middle Triassic by vigorous and extensive tectonic activity related to the opening of the Tethyan Ocean. Tectonic activity was accompanied by volcanism and formation of volcanic and volcaniclastic rocks. These tectonic movements caused the differentiation of the relief, thus forming different rift related tectonic structures. Some tectonic blocks were uplifted and prone to subaerial erosion while others were subsided and developed different deep marine, pelagic facies. All depositional environments were under the influence of volcanic activity. However, some areas experienced long lasting shallow marine, mostly carbonate sedimentation. The Middle Triassic volcanic and volcaniclastic rocks were investigated by various authors (e.g. Poljak & Tajder, 1948; Lugović & Majer, 1983; Pamić, 1984; Marci et al., 1991; Trubelja et al., 2004; Garašić et al., 2006; Preglej, 2006; Hrvatović et al., 2011; Aljinović et al., 2011). Some of them pronounced the controversial relation between the geochemical data of volcanic rocks and geotectonic setting in the Middle Triassic (Lugović & Majer, 1983; Pamić, 1984; Trubelja et al., 2004; Garašić et al., 2006). That resulted in the unambiguous interpretation of the magma origin. Geochemical data all indicate calc-alkaline magma composition, which is more common in the subduction areas than in rift zones. The typical Middle Triassic rift related magmatic rocks (ophiolites) are still not found in the External Dinarides.

The aim of this dissertation is to present the petrological, sedimentological, stratigraphical and geochemical data of the investigated volcaniclastic rocks and to unravel its genesis and origin. Therefore, volcaniclastic rocks at five localities in the External Dinarides were investigated. The field methods included recording the sedimentary sections in which different volcaniclastic rocks crop out. Petrographical methods were used to analyse micropetrographic composition (in thinsections) and differentiate sedimentary facies based on the lithology and depositional processes. The differentiation of the facies allowed reconstruction of the depositional mechanisms and prediction of the sedimentary model for

each of the investigated localities. Carbonate sedimentary rocks associated with the volcaniclastics served for conodont analysis that enabled the biostratigraphic constrains of the volcanic activity. The high-resolution conodont biostratigraphy also enabled the correlation of the investigated sequences. Geochemical analysis aimed to determine the magma composition and according to that interpret geotectonic position of the investigated area.

In Lika, part of the Velebit Mts., the five small localities were investigated adjacent to the village Donje Pazarište. In all five localities, the different volcaniclastic deposits were recorded in different sedimentary sequences. The three sedimentary sequences, called Donje Pazarište 1, Donje Pazarište 2 and Donje Pazarište 3 form almost continuous 97 m thick succession with six different facies: Flysch facies (FF), Carbonate shale facies (KS), Syneruptive resedimented pyroclastic facies (FSP), Platy limestone and pyroclastic facies (FPV), Limestone breccia facies (VB) and Slumped limestone, chert and pyroclastic facies (FSV). Near the investigated sections (Donje Pazarište 1, 2, 3) the Pyroclastic flow facies (FPT) was determined (similarly as investigated by Preglej, 2006). The whole sequence has the characteristics of deposition in the open marine, pelagic environment. The beginning of the sequence was influenced by Flysch facies (FF) deposited by turbidity currents. Flysch facies was conformably overlain by Carbonate shale facies (KS) slightly influenced by deposition of pyroclastic material. Syneruptive resedimented pyroclastics (FSP) were redeposited from relatively shallow parts of the depositional area to the deep pelagic areas via pyroclastic turbidity currents. Deposition of the Platy limestone and pyroclastic facies (FPV), indicates shallowing of the environment envisaged by prevalence of limestones. Limestone breccia facies (VB) occassionaly occurres in the sequence and imply periods of intense tectonic activity. Slumped limestone, chert and pyroclastic facies (FSV) was deposited in pelagic environment influenced by the deposition of pyroclastic material primary sedimented through water settled fall out on slopes. The sequence was strongly influenced by tectonic activity and tectonic block movements. The Pyroclastic flow facies (FPT), located in vicinity of the youngest strata of the Donje Pazarište section, has the characteristics of subaerial emplaced ignimbrite flow, as does the same facies in the vicinity of the village Brušane, in the foothill of Vinac. Lithological similarities of these rocks allow the interpretation that they possibly represent a unique pyroclastic flow generated by pyroclastic column collapse and subaerial of shallow marine emplacement. The time constraint of this facies is unfortunately missing due to lack of conodont species in the associated shallow water limestones.

In the same area, the recorded profile Jovanović Draga consists completely of volcaniclastic deposits (81 m thick) that are associated with the olivine basalt of Coherent facies

(KF). Among volcaniclastics, the Hyaloclastic facies (HF) was differentiated. It was formed by autoclastic processes and limited pyroclastic activity. Fragments formed by autoclastic processes were mixed with fragments of carbonate rocks probably formed by fragmentation of the lithified carbonates during magma ascent. Explosive eruption was restricted due to water depth that limited the spread of pyroclastic material (dominantly volcanic glass shards).

The recorded profile near the village Bosansko Grahovo (Bosnia and Herzegovina), consists of 79 m thick dominantly autoclastic deposits. Four different volcaniclastic facies were determined. The base of the profile is represented by the significant Limestone peperite facies (FVP). It consists of bioclastic peckstones-weckstones with thin-shelled bivalves and radiolarians indicating emplacement of hot lava in the pelagic environment. The Limestone peperite facies is conformably overlain with the Pyroclastic flow facies (FPT), followed by a Hyaloclastic facies (FH) divided into three lithotypes: resedimented basalt-andesite hyaloclastite (Pba), *in situ* basalt hyaloclastite (ISb) and resedimented basalt hyaloclastite (Pb). The top of the sequence is characterized by the occurrence of the Breccia-conglomerate peperite (FBP). The facies distribution possibly represents both, the lateral and the vertical exchange of recorded facies. According to the fossil content in the limestone parts of the peperite, the sedimentary environment is determined as pelagic. Pyroclastic flow facies in this profile is represented by a small volume ignimbrite formed in the low fountaining volcanic vent and was constantly in contact with warm ascending magma throughout the emplacement time. Hyaloclastic facies (FH) was formed by quenching fragmentation of the coherent facies. The accurence of *in situ* basalt hyaloclastite is closely associated with the coherent facies of the same composition (not recorded in the outcrops). The resedimented hyaloclastite shows the increased distance from the area where the coherent facies was located. The same trend can be observed in the gradual transition to the Breccia-conglomerate peperite facies that consists of limestone, silicified limestone and basalt clasts with volcanic matrix.

The most investigated locality of the Middle Triassic volcaniclastic deposits in the External Dinarides is located in the area of Mt. Svilaja, near the village Zelovo. The area was investigated by Šćavničar et al., (1983), Belak, (2000), Marjanac, (2000), Jelaska et al., (2003), Balini et al., (2006), Kolar-Jurkovšek et al., (2006), Aljinović et al., (2010), Hrvatović et al., (2011), Halamski et al., (2016). In the investigated area, two sedimentary sequences were recorded, and an isolated coherent facies was noticed and analyzed. The profile Zelovo 1 (14,5 m thick) consists of Silicified carbonate facies (FSK) with slumped beds, interlayered with the pale green unconsolidated altered clay tuffs and dark green consolidated crystalovitric tuffs belonging to the Syneruptive resedimented pyroclastic facies (FPP). The profile Zelovo 2 (8,2

m thick) consists of the same rock types in the similar vertical arrangement as in Zelovo 1. The noticed coherent facies (KF) is located nearby the profile Zelovo 2 and is represented by basalts with intrasertal texture. The volcaniclastic deposits were formed by syneruptive resedimentation of pyroclastic material by turbidity currents and deposited in small-scaled restricted pelagic basins that Belak (2000) defined as *simple graben* structure. The pyroclastic material has phreatomagmatic characteristics indicating that external water enhanced explosive eruptions and influenced production of the pyroclastic material.

The Plavno locality represents a short, 6,5 m thick sedimentary succession. It consists of the three differentiated facies: Silicified limestones composed of pelagic biota and occasional crystaloclasts (FSV), Resedimented pyroclastic facies (FPT) and Volcanogenic sandstone facies (FVP). The Resedimented pyroclastic facies (FPT) consists of vitiriclastic and lithoclastic tuffs formed by resedimentation processes. Lithoclasts in lithoclastic tuffs are represented by low porosity juvenile clasts classified as cognate lithic clasts formed as products of pyroclastic activity of basaltic explosive eruptions, probably of strombolian or hawaiian eruption type.

Concerning time constraint of the Middle Triassic volcanic activity, the new biostratigraphic data is presented. At Donje Pazarište locality ammonoids, found in Carbonate shale facies (KS), were determined as *Flexoptychites* sp. which was earlier reported in the *trinodosus* ammonoid zone in the External Dinarides (Prlj & Murđenović, 1988; Petek, 1997). Conodont analysis yield different conodont species in the described sections. Conodont species determined in the sample DP-2/34 of the Platy limestone and pyroclastic facies (FPV) are *Neogondolella bifurcate, N. constricta, N.* sp. and *Gladigondolella* sp. that indicate Lower Illyrian age. Higher in the succession, *Paragondollela* sp., *P. trammeri, P. excelsa* and *G. tethydis* conodont species were found in the Slumped limestone, chert and pyroclastic facies (FSV). These species indicate stratigraphic range from Upper Illyrian to Fassanian. At the Bosansko Grahovo locality from the Limestone peperite facies (FVP) following conodont assemblages were determined: in samples G2 and G3 conodont species *Neogondolella excentrica, Paragondolella excelsa* and *Gladigondolella tethydis* suggest Lower Illyrian age, while in samples G4 to G9 – *N.excelsa, P.trammeri* and *G.tethydis* imply Upper Illyrian age. Jelaska et al. (2003), Balini et al., (2006), and Kolar-Jurkovšek et al., (2006), presented the biostratigraphic data for the Zelovo section previously. The determination of conodont zones from these investigations were used as reference conodont zonation for the investigated area of the External Dinarides. The conodont samples form the Plavno section proved negative in conodont elements. Presented biostratigraphic data enable valid correlation of the investigated sections and proved that Donje Pazarište and Bosansko Grahovo sections represented a

deposition in the similar time interval and are of Illyrian age, while Zelovo section was somewhat younger and point to Fassanian age.

Two major types of geochemical analysis were conducted in the scope of this research: 19 samples were analysed using ICP-MS and XRF for the whole rock analysis, and 7 samples were analysed using EMP point analysis and element mapping of thinsection areas. Whole rock geochemical data enable to constraint the magma type and to interpret geotectonic setting and their close relation. Results presented in concentration diagrams for rare earth elements and *spider diagrams* for trace elements showed the influence of continental crust in the formation of calc-alkaline magma significant for the Middle Triassic volcanism in the External Dinarides. The same influence was proved by diagrams of Cabanis & Lesscolle, (1979) and Wood, (1980), that implied all analysed samples had characteristics of volcanic arc magma composition. The EMP analysis of the pyroxene in the coherent and hyaloclastic facies of the Jovanović Draga section and *in situ* basaltic hyaloclastics from Bosansko Grahovo section showed that most of them are diopside and augite originated from calc-alkaline magma under low to medium pressure regimes. In addition, the diagram for the definition of the geotectonic position showed that pyroxenes from Jovanović Draga are of calc-alkaline orogenic magma origin, while pyroxenes from Bosansko Grahovo are characterized by magma of rift areas. This can mean that the more southern localities are less influenced by arc magmatism and that influence can be seen only in the geochemistry of pyroxenes. Plagioclase analysis from Zelovo locality shows that pyroclastic crystaloclasts are both normally and reversely zoned. Composition of the Na_2O and CaO content vary from the core to the rim of the crystaloclasts respectively. This fact can be interpreted as constant income of the new more primitive magma (with higher CaO content) in the magma chamber from where the explosive eruptions were triggered and pyroclastic material was formed.

The synthesis of all the investigated results enabled comparison of the External Dinarides with other areas of the Western Tethys (Internal Dinarides, Southern Alps, Northern Calcareous Alps, and Transdanubian Range). Most of the areas show some significant regional events or are time constrained that enable correlation between them. Almost all facies, differentiated in this work, appear with some differences, in other Western Tethyan areas. The occurrence of deeper marine facies and drowning of shallow marine carbonate sedimentary environments was recorded for the first time in the Upper Anisian (Buser, 1989; Krystyn & Lein, 1996; Gianolla et al. 1998; Missoni et al., 2001; Preto et al., 2009; Kovács et al., 2011). The main magmatic activity started in the Anisian but was the most vigorous in the Upper Anisian and Lower Ladinian (Bechstäld et al., 1978; Castellarin et al., 1988; Szoldán, 1990;

Castellarin & Rossi, 1991; Obenholzner, 1991; Mundil et al., 1996; Harangi et al., 1996; Velledits, 2004; 2006; Brandner et al., 2007). As the magmatic and tectonic activity slowly abated in the Upper Ladinian, a development of the shallow marine, carbonate dominant environments had commenced (Broglio-Loriga, 1967; Keim & Neri, 2005; Manfrin et al., 2005; Bernardi et al., 2011; Lein et al., 2012; Celarc et al., 2013).

Geochemical data from all neighbouring Western Tethyan areas has calc-alkaline, even shoshonitic character, not common for the supposed geotectonic setting depicted as rift (e.g. Bechstäld et al., 1978; Crisci et al., 1984; Castellarin et al., 1988; Harangi et al., 1996). The Middle Triassic rift related depositional environments, where various types of volcanoclastic rocks occurred, was also interpreted for the External Dinaridic area and documented in this work. The volcanic and volcaniclastic rocks have the same geochemical imprint as recognized in the neighbouring Tethyan areas.

This fact can be explained by fitting the External Dinarides in the palinspactic reconstructions (in this work the palaeoreconstruction by Stampfli & Borel, 2003 was used). In the Middle Triassic, the External Dinarides can be located between the rift-related Tethyan domains (opening of the Tethyan Ocean from the southeast). The Tethyan rifting phase had detached the Cimmerian block while contemporaneously the subduction of the Palaeotethys to the northeast, beneath the Laurasian part of Gondwana, occurred. The formation of the several small-scale back arc rift belts was related to the subduction on the northern margin of Palaeotethys. One of these back arc rift belts developed as Meliata Ocean, bordering the Dinaridic region to the north. More to the west from Meliata an undeveloped back-arc rift belt was positioned in the area of today Exteranal Dinarides. This rift did not continue to develope the real ocean (lack of ofiolites) but due to the main Tethyan rifting trend that was intensified during Ladinian, the back-arc rift in the External Dinarides had arrested and ended as differentiated pelagic environment filled with various sedimentary material.

SADRŽAJ

POPIS SLIKA

POPIS TABLICA

POPIS PRILOGA

1. UVOD……...…..1
2. GEOGRAFSKI POLOŽAJ ISTRAŽENIH LOKACIJA……4
3. PREGLED DOSADAŠNJIH ISTRAŽIVANJA…….8
4. METODOLOGIJA……10
   4.1.TERENSKE METODE……...10
      4.1.1. Lokalitet Donje Pazarište……..10
      4.1.2. Lokalitet Vinac……10
      4.1.3. Lokalitet Bosansko Grahovo……10
      4.1.4. Lokalitet Zelovo……...11
      4.1.5. Lokalitet Plavno……...11
   4.2.MIKROPETROGRAFIJA…….....11
   4.3.BIOSTRATIGRAFIJA…….…..12
   4.4.GEOKEMIJA…….....12
5. REZULTATI…….15
   5.1.LOKALITET DONJE PAZARIŠTE…….....15
      5.1.1. Slijed naslaga Donje Pazarište…….15
      5.1.2. Točkasti uzorci u okolici Donjeg Pazarišta……..41
      5.1.3. Izdanak podno brda Vinac……..……...44
      5.1.4. Taložni model za lokalitet Donje Pazarište……..……51
   5.2. LOKALITET JOVANOVIĆ DRAGA……..58
      5.2.1. Koherentni facijes (KF)……58
      5.2.2. Profil Jovanović Draga…….60
      5.2.3. Taložni model za lokalitet Jovanović Draga……...…….67
   5.3. LOKALITET BOSANSKO GRAHOVO……..72
      5.3.1. Profil Bosansko Grahovo……..72
      5.3.2. Taložni model za lokalitet Bosansko Grahovo……..……...87
   5.4. LOKALITET NASLAGA ZELOVO……93
      5.4.1. Slijedovi naslaga Zelovo 1 i Zelovo 2……..……93

5.4.2. Točkasti uzorci efuziva iz okolice Zelova……..102
5.4.3. Taložni model za lokalitet Zelovo…….…….105
5.5. LOKALITET PLAVNO……..…110
5.5.1. Slijed naslaga Plavno……..110
5.5.2. Taložni model za lokalitet Plavno…….…….117
5.6. BIOSTRATIGRAFIJA……119
5.6.1. Lokaliteti u okolici Donjega Pazarište……119
5.6.2. Lokalitet Bosansko Grahovo……..119
5.6.3. Lokalitet Zelovo…….122
5.6.4. Lokalitet Plavno……..122
5.7.GEOKEMIJA……124
5.7.1. Geokemija cijele stijene……...……...125
5.7.1.1. Glavni elementi……..…125
5.7.1.2. Elementi u tragovima…….129
5.7.1.3. Elementi rijetkih zemalja……...131
5.7.2. Eenrgetski disperzivna rendgensta spektroskopija EDX……133
5.7.3. Analize elektronskom mikrosondom……..135
5.7.3.1.Točkasto mjerenje pojedinih mineral……..135
5.7.3.1.1. Geokemija klinopirokseni……...135
5.7.3.1.2. Geokemija feldspata……143
5.7.3.2. Kemijsko mapiranje uzoraka……..147
6. DISKUSIJA……152
6.1.INTERPRETACIJA UVJETA I OKOLIŠA TALOŽENJA…….152
6.1.1. Područje okolice Donjega Pazarišta……...152
6.1.2. Bosansko Grahovo……..154
6.1.3. Lokaliteti u okolici Zelova…….155
6.1.4. Plavno…….157
6.1.5. Zajedničke karakteristike srednjetrijaskih taložnih okoliša vulkanoklastičnih naslaga Vanjskih Dinarida……..157
6.2. RAZVOJ PROSTORA ZAPADNE OBALE TETISA – USPOREDBA SA ŠIRIM PROSTOROM ZAPADNE OBALE TETISA…….159
6.2.1. Dinaridi……...159
6.2.2. Južne Alpe……..161

6.2.3. Sjeverne Vapnenačke Alpe…….162
6.2.4. Transdanubijski prostor……..163
6.2.5. Stratigrafska usporedba i globalni događaji srednjeg trijasa u zapadnom Tetisu……..163
6.3. BIOSTRATIGRAFIJA I ODNOSI VULKANOKLASTIČNIH NASLAGA U VANJSKIM DINARIDIMA NA TEMELJU KONODONATA I AMONITA…167
6.3.1. Stratigrafska korelacija vulkanoklastičnih facijesa u Vanjskim Dinaridima……...……...170
6.4.GEOKEMIJA……172
6.4.1. Klasifikacijski dijagrami…….……172
6.4.1.1.Glavni elementi……...172
6.4.1.2.Elementi u tragovima……..174
6.4.2. Interpretacija *spider dijagrama*……..……175
6.4.3. Interpretacija dijagrama rijetkih zemalja……...…….178
6.4.4. Karakter magmatske serije…….180
6.4.5. Geotektonski sklop…….182
6.4.6. Geneza magmatskog i vulkanoklastičnog materijala s prikazom petrogenetskog modela……...……188
7. ZAKLJUČAK…….191
8. LITERATURA……197

PRILOZI
ŽIVOTOPIS
POPIS RADOVA

Popis slika

Slika 1. Topografska karta istraživanih lokacija.

Slika 2. Strukturno-geološka karta s prikazanim lokacijama istraživanja smještenim u područje Vanjskih Dinarida, odnosno zoni visokog krša (modificirano prema Schmid et al. 2014).

Slika 3. Postrojenje SEM s mogućnosti EDX analiza.

Slika 4a). Snimljeni profil Donje Pazarište 1.

Slika 4b).) Profil Donje Pazarište 2.

Slika 4c). Snimljeni profil Donje Pazarište 3.

Slika 5. Terenske i mikropetrografske fotografije Facijesa fliša na lokalitetu Donje Pazarište.

Slika 6. Terenske i mikrofotografije Facijesa karbonatnih šejlova i kristaloklastičnih tufova Facijesa sineruptivno pretaloženih piroklastita.

Slika 7. Terenske i mikrofotografije vitroklastičnih varijeteta iz Facijesa sineruptivno pretaloženih piroklastita i Facijesa pločastih vapnenaca s piroklastitima.

Slika 8. Mikrofotografije i terenske fotografije Facijesa pločastih vapnenaca s piroklastitima i Facijesa vapnenačkih breča.

Slika 9. Terenske i mikrofotografije Facijesa Vapnenečkih breča i Facijesa slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka.

Slika 10. Prikaz sintetski poredanih profila Donje Pazarište 1, 2 i 3, s naznačenim Facijesima.

Slika 11. Mikrolokacija izdanka ignimbrita podno brda Vinac.

Slika 12. Fotografije izdanaka piroklastita i okolnih stijena podno brda Vinac.

Slika 13. Mikrofotografije točkastih uzoraka ignimbrita iz okolice Donjeg Pazarišta i podno brda Vinac, s lokaliteta Brušane.

Slika 14. Pretpostavljeni taložni model za lokalitet Donje Pazarište.

Slika 15. Topografska karta s istraživanim lokalitetima u okolici Donjeg Pazarišta.

Slika 16. Bazalti Jovanović Drage.

Slika 17. Profil vulkanoklastičnih naslaga Jovanović Draga.

Slika 18. Terenske fotografije profila Jovanović Draga i mikropetrografske fotografije pristunih litotipova.

Slika 19. Rekonstrukcija taložnog modela na lokalitetu Jovanović Draga.

Slika 20. Lokalitet Bosanako Grahovo prema topografskoj karti 1:100 000.

Slika 21. Profil Bosansko Grahovo.

Slika 22. Facijes vapnenačkih peperita profila Bosansko Grahovo.

Slika 23. Makro- i mikrofotografije litotipova izdvojenih u profilu Bosansko Grahovo.

Slika 24. Mikrofotografije i terenska fotografija Facijesa hijaloklastita (FH) na profilu Bosansko Grahovo.

Slika 25. Makro- i mikrofotografije facijesa izdvojenih na profilu Bosansko Grahovo.

Slika 26. Pretpostavljeni taložni model za lokalitet Bosansko Grahovo.

Slika 27. Mikrolokacijska karta lokaliteta u okolici Zelova.

Slika 28. Slijedovi naslaga snimani na lokalitetima Zelovo 1 i Zelovo 2.

Slika 29. Makro- i mikrofotografije stijena s profila Zelovo 1. Facijes sineruptivno pretaloženih tufova.

Slika 30. Facijes silicificiranih karbonata na lokalitetu Zelovo.

Slika 31. Facijes silicificiranih karbonata (FSK) na lokalitetu Zelovo.

Slika 32. Terenska fotografije izdanaka i mikrootografije bazalta iz okolice Zelova.

Slika 33. Pretpostavljeni model taloženja na lokalitet Zelovo.

Slika 34. Terenska fotografija snimljenog profila Plavno.

Slika 35. Mikrolokacijska topografska karta lokaliteta Plavno.

Slika 36. Snimljeni slijed naslaga na lokalitetu Plavno.

Slika 37. Mikrofotografije litotipova s lokaliteta Plavno.

Slika 38. Pretpostavljeni model taloženja na lokalitetu Plavno.

Slika 39. Stratigrafska podjela srednjega trijasa na temelju amonita i konodonata uspoređena s dokumentiranim amonitnim i konodontnim vrstama u Vanjskim Dinaridima.

Slika 40. Dijagram za klasifikaciju piroksena.

Slika 41. Al_2O_3 vs. TiO_2 dijagram za određivanje pripadnosti piroksena magmatskoj seriji.

Slika 42. Al_2O_3-SiO_2 dijagram za odredbu magmatske serije prema odnosima glavnih elemenata u piroksenima.

Slika 43. Al IV – Al VI dijagram omjera Al u tetraedrijskoj i oktaedrijskoj poziciji unutar kristalne rešetke klinopiroksena.

Slika 44. Trokomponentni dijagram sastava piroksena za odredbu geotektonskog položaja s pozicijama projiciranog sastava analiziranih uzoraka.

Slika 45. Elementarne mape za Na, K, Ca, i slika povretnih elektrona (CP), za istraživano područje A u uzorku DP-1/27.

Slika 46. Elementarna mapa istraživanog područja C4 u uzorku DP-1/27.

Slika 47. Prikaz mapiranog područja C2b u uzorku BG-12.

Slika 48. Mapirano područje C6 s lepezastim mineralima, u uzorku ignimbrita BG-12.

Slika 49. Generalni prikaz litostratigrafskih formacija na području zapadne obale Tetiskog oceana u donjem i srednjem trijasu.

Slika 50. Klasifikacijski dijagram za magmatske stijene na temelju glavnih elemenata.

Slika 51. Klasifikacijski Nb/Y-Zr/Ti dijagram za magmatske stijene.

Slika 52. *Spider dijagrami* elemenata u tragovima normaliziranih na vrijednost hondrita prema Sun (1980).

Slika 53. Dijagrami raspodijele koncentracija elemenata rijetkih zemalja normaliziranih na hondrite prema Sun & McDonough (1989).

Slika 54. AMF dijagram (Irvin & Brager, 1971) za klasifikaciju magmatske serije.

Slika 55. Dijagram za odredbu magmatske serije i stijena lučnog tipa (Peccerillo & Taylor, 1979).

Slika 56. Dijagrami elemanata u tragovima za odredbu geotektonske pozicije (Pearce & Gale, 1977; Pearce, 1983).

Slika 57. Dijagram Pearce, 2008 za determinaciju geotektonskog okoliša bazaltnih magmi s pozicijama projiciranog sastava analiziranih uzoraka.

Slika 58. La/10-Y/15-Nb/8 dijagram prema Cabanis & Lescolle, (1989) za odredbu geotektonskog položaja i pripadnosti magmatskoj seriji.

Slika 59. Geotektonski diskriminacijski dijagrami Th-Hf/3-Nb/16, Th-Hf/3-Ta i Th-Zr/117-Nb/16 prema Wood, (1980).

Slika 60. Pelaogeografska rekonstrukcija u vrijeme anizika i ladinika (modificirano prema Stampfli & Borel, 2003).

Slika 61. Pojednostavljni petrogenetski i geotektonski model zapande obale Tetisa u srednjem trijasu.

Slika 62. Pretpostavljena rekonstrukcija prostora Vanjskih Dinarida u srednjem trijasu s naznačenim istraživanim lokalitetima i pretpostavljenim taložnim okolišima.

Popis tablica

Tablica 1. Sadržaj konodontnih vrsta u analiziranim uzorcima s profila Donje Pazarište 1, 2 i 3 i vapnencima u kontaktu s ignimbritima podno brda Vinac.

Tablica 2. Sadržaj konodontnih vrsta u analiziranim uzorcima s profila Bosansko Grahovo.

Tablica 3. Sadržaj glavnih elemenata u analiziranim uzorcima.

Tablica 4. Sadržaj elemenata u tragovima u analiziranim uzorcima.

Tablica 5. Sadržaj elemenata rijetkih zemalja (REE) u analiziranim uzorcima.

Tablica 6. Rezultati analiza elektronskom mikrosondom na piroksenima u uzorku JD-2a.

Tablica 7. Rezultati analiza elektronskom mikrosondom na piroksenima u uzorku DP-BAZ 3.

Tablica 8. Rezultati analiza elektronskom mikrosondom na piroksenima u uzorku Bosna 17.

Tablica 9. Rezultati analiza feldspata u uzorcima JD-2a, DP-BAZ 3 i DP-IGB.

Tablica 10. Rezultati analiza feldspata. Uzorak Sinj 9, Zelovo.

Tablica 11. Kemijski sastav veziva u staljenom dacitnom ignimbritu mjeren EDX analizom, DP-IGB.

Popis priloga

Prilog 1. Snimljeni slijed sedimenata Donje Pazarište 1 s položajima prikupljenih uzoraka.

Prilog 2. Snimljeni slijed sedimenata Donje Pazarište 2 s položajima prikupljenih uzoraka.

Prilog 3. Snimljeni slijed sedimenata Donje Pazarište 3 s položajima prikupljenih uzoraka.

Prilog 4. Snimljeni profil Jovanović Draga s položajima prikupljenih uzoraka.

Prilog 5. Profil Bosansko Grahovo s položajima prikupljenih uzoraka.

Prilog 6. Profili Zelovo 1 i Zelovo 2 s položajima prikupljenih uzoraka.

Prilog 7. Profil Plavno s položajima prikupljenih uzoraka.

Prilog 8. Tablica s popisom uzoraka, opisom facijesa kojima pripadaju i mehanizmima taloženja pojedinih facijesa.

1. UVOD

Istraživanja provedena u sklopu izrade ovoga rada podrazumijevaju analizu različitih tipova srednjetrijaskih vulkanoklastičnih naslaga na nekoliko lokacija u Vanjskim Dinaridima. Cilj rada je što detaljnije istražiti pojavnosti, rasprostiranje, vremenski okvir, geotektonska i geokemijska obilježja, te uvjete i taložne modele nastanka vulkanoklastičnih naslaga u svrhu shvaćanja njihove geneze.

Smatra se da je nakon tektonski mirnog razdoblja donjega trijasa u Dinaridima, u srednjem trijasu nastupila faza intenzivne tektonske aktivnosti povezana s otvaranjem Tetiskog oceana. Diferencijacija prostora uzorkovala je nastanak dubokomorskih, plitkomorskih i kontinentalnih taložnih okoliša. U novonastalim taložnim okolišima zabilježene su i pojave vulkanskih stijena i vulkanoklastičnih naslaga. Do sada je poznato i istraženo nekoliko lokaliteta s pojavama magmatskih efuzivnih i intruzivnih, i vulkanoklastičnih stijena srednjega trijasa u Dinaridima (andeziti i piroklastične stijene Senjske Drage, andeziti Fužinskog Benkovca, Jablanički gabro, lapili u okolici Donjeg Pazarišta, autoklastični kompleks Bosankog Grahova, „*pietra verde*“ tufovi na Svilaji). Spomenute lokacije predstavljaju uglavnom lokalne pojave na području Gorskog kotara, Like, zaleđu Dalmacije i na području današnjih Unutarnjih Dinarida. O stratigrafskoj pripadnosti spomenutih magmatskih i vulkanoklastičnih pojava raspravlja se od samih početaka geoloških istraživanja, ali ona ni danas nije detaljnije određena. Srednjetrijaske magmatske i vulkanoklastične pojave uglavnom se pripisuju ladiničkom katu (e.g. Pamić, 1984), kako je navedeno i u susjednim područjima nekadašnjeg sjeverozapadnog Tetiskog oceana (na području Alpa, Mađarske, Unutarnjih Dinarida), iako postoje indikacije da je magmatska aktivnost započela i ranije. Neki autori navode i istražuju postojanje ranijih magmatskih događaja u Vanjskim Dinaridima povezanih s otvaranjem Tetiskog oceana. Hinterlecher-Ravnik (1965) utvrđuje postojanje vulkanoklastičnih naslaga u gredenskim pješčenjacima permske starosti. Šćavnićar (1979) bilježi proslojke piroklastita u permo-trijaskim evaporitima, za koje se vjeruje da su također povezani s tektonikom, koja je uzrokovala otvaranje Tetiskog oceana. Obzirom na nalaslage piroklastičnog materijala i u megalodonskim vapnencima norika, vulkanoklastična aktivnost nastavila se i u gornjem trijasu (Pamić, 1984).

Pojave srednjetrijaskih magmatskih stijena na području Dinarida do sada su bile istražene s geokemijskog aspekta (Lugović & Majer, 1983; Pamić, 1984; Garašić et al, 2006; Trubelja et al 2004). Objavljeni rezultati svih autora pokazuju neuobičajene petrogenetske podatke, koji nisu u skladu s pretpostavljenim s geološkim/geotektonskim događajima na

području Dinarida u srednjem trijasu i otvaranjem Tetiskog oceana. Geokemijski rezultati pokazuju nesuglasje u smislu geotekstonskog sklopa u kojem je generirana srednjetrijaska magma kao i u tektonskim pokretima za koje se smatra da su obilježili sjeverozapadni Tetis u srednjetrijasko vrijeme. Pregledom postojeće literature i osnovnih geoloških karata određene su lokacije na kojima je provedeno istraživanje. Snimljeni su sedimentološki stupovi u kojima se izmjenjuju različite vulkanoklastične, karbonatne, siliciklastične i magmatske stijene. Također su prikupljeni i točkasti uzorci zanimljivih pojava vulkanoklastičnih stijena koje su analizirane i postavljene u korelaciju sa snimljenim slijedovima naslaga. Sedimentološki stupovi korelirani su na osnovi biostratigrafije analizom sadržaja konodonata i amonita.

Provedena je analiza sedimentacijskih procesa i uvjeta u taložnim okolišima, te je konstruiran model taloženja za svaku od istraživanih lokacija. Dodatno, izrađen je i regionalni model koji prikazuje moguće uvjete nastanka istraživanih naslaga u okviru Vanjskih Dinarida. Jedan od ciljeva ovoga rada bila je korelacija područja današnjih Vanjskih Dinarida sa srednje trijaskim okolnim prostorima u kojima su zabilježene slične pojave istraživanih naslaga. Također je konstruiran pretpostavljeni kombinirani petrogenetsko-sedimentološki model Vanjskih Dinarida u srednjem trijasu.

Hipoteza istraživanja podrazumijeva da će se provedbom sedimentoloških, biostratigrafskih i geokemijskih metoda i analizom rezultata moći razjasniti geneza srednjetrijaskih vulkanoklastičnih naslaga. Sedimentološkim promatranjem definirati će se okoliši i uvjeti taloženja vulkanoklastičnih naslaga. Biostratigrafskim metodama moći će se odrediti stratigrafski raspod vulkanske aktivnosti u srednjem trijasu Vanjskih Dinarida. Geokemijske metode omogućiti će uvid u porijeklo, genezu, geotektonski sklop i porijeklo magme koja je producirala vulkanoklastični materijal u srednjem trijasu Vanjskih Dinarida.

Istraživanja su provedena na području:

- Donjega Pazarišta, u Lici, gdje su snimljeni sedimentološki stupovi, ali su zabilježene i točkaste lokalizirane pojave različitih tipova vulkanoklastičnih naslaga;
- Brušana, u Lici, gdje je zabilježena pojava piroklastičnih naslaga u kontaktu sa srednjetrijaskim vapnencima;
- Plavna, u okolici Knina, gdje je zabilježena pojava vulkanoklastičnih naslaga u kontaktu s debeloslojevitim vapnencima i dolomitima;
- Bosanskog Grahova, na teritoriju Bosne i Hercegovine, u blizini graničnog prijelaza Strmica, gdje je snimljen slijed autoklastičnih naslaga;

- Zelova, u blizini grada Sinja, gdje je zabilježen slijed piroklastičnih i karbonatnih sedimenata i lokalne pojave srednjetrijaskih efuziva.

Istraživanje je najvećim dijelom provedeno u Zavodu za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine, Rudarsko-geološko-naftnog fakulteta, Sveučilišta u Zagrebu. Kemijske analize minerala napravljene su elektronskom mikrosondom u Institutu za Geoznanosti, Karl-Franszen Universität u Grazu, u Austriji. Geokemijske analize cijele stijene obavljene su u komercijalnom laboratoriju ACME, u Vancouveru, u Kanadi. Odredbe konodontnih vrsta izvršila je dr. sc. Tea Kolar-Jurkovšek iz Geološkog zavoda Slovenije u Ljubljani. Cijelo istraživanje financirano je i provedeno u sklopu nekoliko projekata:

- Projekt Ministarstva znanosti, obrazovanja i sporta „Definicija facijesa u bazi Dinarida i korelacija sa Tetiskim prostorom“ (195-1953068-3202); voditelj: prof.dr.sc. Dunja Aljinović;
- Bilateralni projekt Austrija-Hrvatska „The end-Permian and Early Triassic sedimentary environments in the Croatian Dinarides - the example of global warming ocean and a link to calibrate events in the western Tethys”; voditelj: prof.dr.sc. Dunja Aljinović;
- Financijske potpore istraživanjima Sveučilišta u Zagrebu „Sedimentne i vulkanske stijene, orudnjenje i mineralni resursi Dinarida”; voditelj: prof.dr.sc. Dunja Aljinović;
- Financijske potpore istraživanjima Sveučilišta u Zagrebu „Sedimenti i dinamika taložnih okoliša u rasponu od paleogena do pleistocena na području obalnih Dinarida”; voditelj: prof.dr.sc. Ervin Mrinjek;
- Financijske potpore istraživanjima Sveučilišta u Zagrebu „Geneza stijena i pratećeg orudnjenja u Dinaridima“;voditelj: prof.dr.sc. Dunja Aljinović;
- Financijske potpore istraživanjima Sveučilišta u Zagrebu „Geološka evoluciju u razdoblju ranog/srednjeg mezozoika u području Dinarida“; voditelj: prof.dr.sc. Dunja Aljinović.

2. GEOGRAFSKI POLOŽAJ ISTRAŽENIH LOKALITETA

Istraživani lokaliteti prikazani su na slici 1. Geološki gledano Dinaridi predstavljaju područje koje se prostire od Jadranskog mora na jugozapadu do Panonske nizine na sjeveroistoku, a njihovo pružanje može se pratiti od Slovenije na sjeveru do Albanije na jugu. Područje istraživanja u današnjem geotektonskom smislu odnosi se na Vanjske Dinaride - planinski pojas koji predstavlja južni dio Alpskog planinskog lanca (Schmid et al, 2004). Taj prostor je na zapadu ograničen Jadranskom obalom, uključujući i otoke, a s istočne strane linijom koja povezuje Karlovac i Sarajevo (Chorowitz, 1977). Područje zapadno od linije Karlovac-Sarajevo sve do Panonskog prostora naziva se Unutarnjim Dinaridima (slika 2).

Vanjski i Unutarnji Dinaridi karakterizirani su različitim sedimentološkim razvojem nastali uslijed diferencijacije nekada jedinstvenog prostora u dvije jedinice. Područje Vanjskih Dinarida uglavnom je obilježeno karbonatnom sedimentacijom u okolišu karbonatne platforme, dok je prostor Unutarnjih Dinarida obilježen dubljim submarinskim sedimentima.

Pregledom dosadašnje literature, topografskih i osnovnih geoloških karata određena su područja koja su istražena u okviru izrade ovog rada.

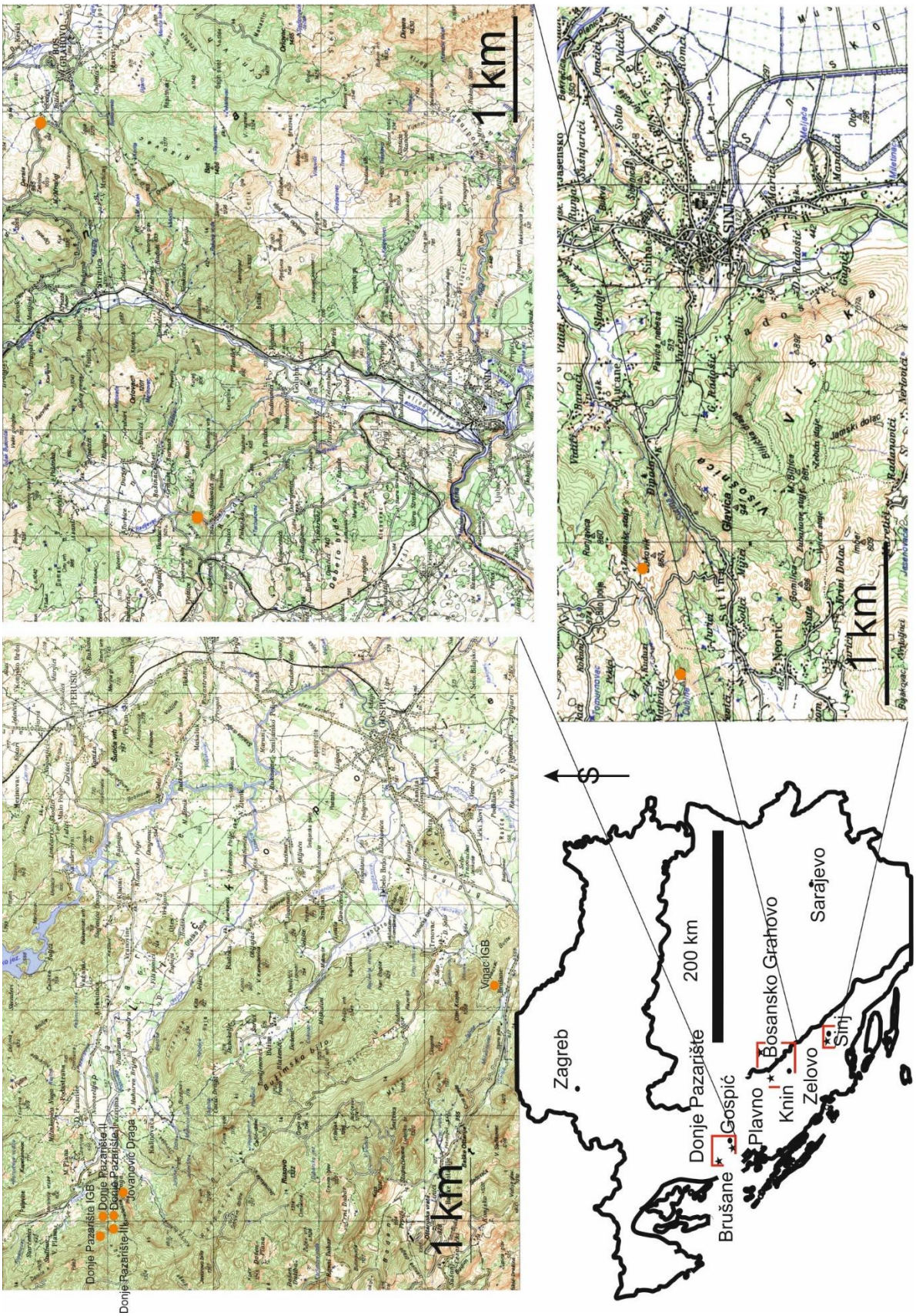
Područje Donjeg Pazarišta na kojemu je zabilježeno više pojava vulkanoklastičnih i efuzivnih magmatskih stijena (Poljak & Tajder, 1942; Marci et al. 1991; Sokač et al. 1976, Lugović et al., 1998) nalazi se 20 km sjeverozapadno od grada Gospića (slika 1). Lokalitet nazvan **Jovanović Draga** nalazi se na šumskom putu koji vodi od potoka Popovača prema lokalnom uzvišenju u smjeru zapad-sjeverozapad. Oznaka lokaliteta vidljiva je na slici 1, a pridružene koordinate iznose 44˚37'44,62" sjeverne zemljopisne dužine, te 15˚09'24,45" istočne zemljopisne širine. Ove koordinate označavaju vrh lokalnog uzvišenja na kojem su uočene pojave bazalta, a uz samu cestu su vidljivi izdanci hijaloklastičnih naslaga. U nastavku iste šumske ceste, nalaze se još tri lokaliteta koji označavaju početak snimljenih profila s navedenim koordinatama, profil Donje Pazarište 1 - 44˚37'39,75" S, 15˚08'54,25" I ; profil Donje Pazarište 2 - 44˚37'58,43" S, 15˚08'46,37" I; i profil Donje Pazarište 3 - 44˚37'42,76" S; 15˚08'44,39" I. Na istraživanom području ustanovljene su i lokalne pojave različitih tipova vulkanoklastičnih stijena koje se ne nalaze u snimljenim profilima, ali su uzete u obzir prilikom istraživanja, te će i njihove analize biti prikazane u okviru disertacije.

Lokalitet Brušane na kojem je zabilježena pojava piroklastičnih stijena u kontaktu s diplopornim vapnencima srednjega trijasa nalazi se u blizini stare ceste koja vodi od Gospića prema Jadovnom. Podno vrha Vinac, uzeti su uzorci vapnenaca i piroklastita označeni koordinatama 44°30'43.20"S i 15°15'30.27"I.

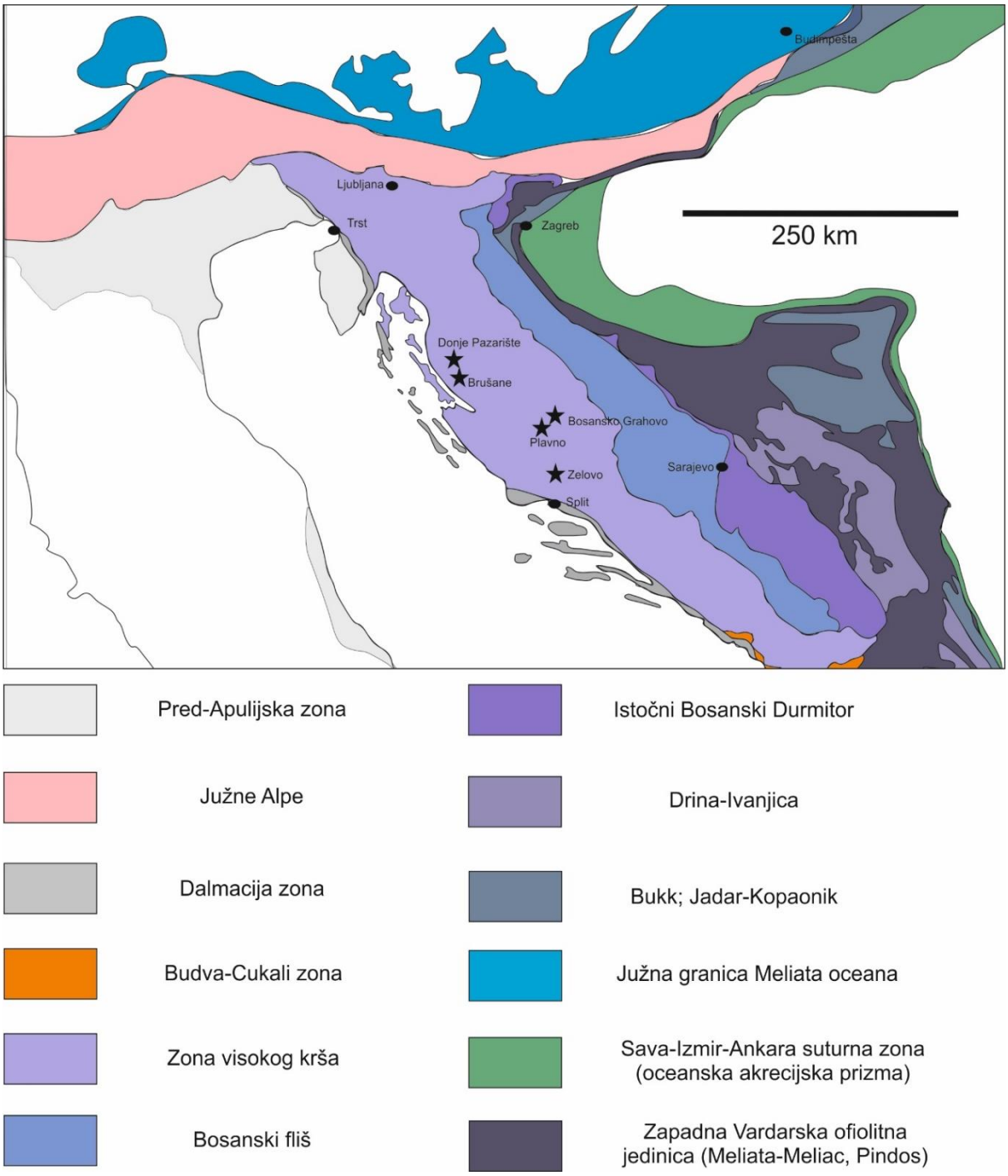
Lokalitet Bosansko Grahovo nalazi se uz cestu koja vodi od graničnog prijelaza Strmica prema naselju Bosansko Grahovo na području Bosne i Hercegovine. Lokalitet na kojem je snimljen slijed naslaga debljine 79 metara prikazan je na slici 1, a odgovarajuće koordinate su 44°11'25.55"S; 16°19'15.26"I.

U okolici Knina smješten je **lokalitet Plavno**, na kojem se snimljen slijed naslaga debljine 6,7 m. Lokalitet se nalazi na cesti koja povezuje Knin i Plavno, u zasjeku ceste sa zapadne strane. Lokalitet je označen na slici 1, a pridružene koordinate su 44˚07'59,30" S, 16˚09'04,64" I.

Najjužnija istraživana lokacija se nalazi u blizini grada Sinja, odnosno naselja **Zelovo**. Lokalitet se nalazi na lokalnoj cesti koja vodi od Muća prema Zelovu, a na koju se skreće s glavne ceste koja spaja grad Sinj i Muć. Jedna od istraživanih lokacija je i relativno dobro poznati profil „*pietra verde*“ tufova (Marjanac, 2000; Belak, 2000, Jelaska et al. 2003; Balini et al. 2006; Halamski et al. 2015) koji je obilježen na slici 1, a odgovara koordinatama 43˚42'45,24" S, 16˚32'43,42" I. S druge strane glavne ceste, nakon skretanja koje vodi u zaseok Pečani nalazi se lokalitet nazvan Zelovo II (43˚42'28,37" S i 16˚31'12,61" I) odakle su također prikupljeni uzorci piroklastita i efuziva u kontaktu s karbonatnim naslagama (slika 1).



Slika 1. Topografska karta istraživanih lokacija. Na karti krupnijeg mjerila zvjezdom su označeni istraživani lokaliteti. U tri isječka topografskih karata prikazane su točne lokacije istraživanja označene narančastim krugovima.



Slika 2. Strukturno-geološka karta s prikazanim lokacijama istraživanja smještenim u područje Vanjskih Dinarida, odnosno zoni visokog krša (modificirano prema Schmid et al., 2014).

3. PREGLED DOSADAŠNJIH ISTRAŽIVANJA

Magmatske i vulkanoklastične stijene u Vanjskim Dinaridima nisu česta pojava. Stijene koje izdanjuju na današnjem području Dinarida uglavnom su stratigrafskog raspona od karbona do kvartara. Pri tom se na preko 80% površine Vanjskih Dinarida pojavljuju naslage karbonatnih stijena nastale u vrijeme egzistiranja Jadranske karbonatne platforme (Vlahović et al., 2005), raspona od donje jure do gornje krede. U vremenu prije i poslije prostrane karbonatne platforme nastajale su naslage različitog sastava, siliciklastične, vulkanoklastične i s njima asocirane silicijske, ali i magmatske efuzivne i intruzivne stijene. Vulkanoklastične i s njima asocirane vulkanske stijene na području Vanjskih Dinarida izdanjuju na nekoliko lokaliteta a njihovi vremenski okviri, kao i način postanka nisu jednoznačno utvrđeni. Pamić (1984) navodi kako se magmatske stijene trijasa, a s njima i stratigrafski pripadajući vulkanoklastiti nalaze uz rubove nekadašnje karbonatne platforme. Na području današnjih Vanjskih Dinarida, odnosno nekadašnje mezozojske karbonatne platforme, vulkanoklastične i magmatske stijene trijasa pojavljuju se duž većih rasjednih zona ili izgrađuju tjemena većih antiklinala, autohtonog položaja (Pamić, 1984). U takvim strukturno-tektonskim uvjetima pojavljuju se vulkanoklastične naslage u kontaktu s anizičkim, ladiničkim, i karničkim sedimentima, ali i magmatske intruzivne stijene koje probijaju permske, donjotrijaske i anizičke sedimente. Do sada je nekoliko autora istraživalo magmatske i vulkanoklastične stijene za koje se smatra da pripadaju razdoblju srednjega trijasa u Vanjskim Dinaridima. Eruptive Senjske Drage istraživali su Marić (1936), Lugović & Majer, (1983), Garašić et al., (2006), te su utvrdili pojave magmatskih stijena od dacita do bazalta, kao i miješanje magmi različitog sastava, odnosno uklapanja različitih fragmenata. Lugović & Majer, (1983), spominju problem nesrazmjera geokemijskih podataka s globalnom tektonskom paradigmom u vrijeme srednjega trijasa, dok Garašić et al. (2006) potvrđuju to nesuglasje ma temelju elemenata u tragovima i elemenata rijetkih zemalja. Na području Donjeg Pazarišta nekoliko autora spominje postojanje vulkanskih i vulkanoklastičnih stijena, Marci i suradnici (1991), su zabilježili pojavu naslaga s akrecijskim lapilima u kontaktu s karbonatnim stijenama, a Poljak & Tajder, (1942) uočili su pojavu dvije kupole olivinskog bazalta pri čemu pitanje starosti nisu u potpunosti razjasnili, već ostavljaju mogućnost da se radi o postmiocenskim bazaltnim izljevima. Iste bazalte istraživali su Lugović i suradnici (1998), uspoređujući ih s kenozojskim bazaltima i utvrđujući njihovu post-ladiničku starost temeljem odnosa s okolnim stijenama. Prema autorima OGK list Gospić 1:100 000 i pripadajućeg Tumača (Sokač et al, 1974, 1976), ova pojava bazalta predstavlja najmlađi dio ladinika. Nedaleko naselja Brušane, u Lici, studentica Andrea Preglej je pod mentorstvom prof.

Boška Lugovića i prof. Dunje Aljinović provela istraživanja u okviru diplomskog rada (Preglej, 2006) i navela pojavu neuobičajenih vulkanoklastičnih naslaga koje su klasificirane kao staljeni ignimbrit u nejasnom kontaktu s ladiničkim vapnencima. Isti ignimbriti analizirani su geokemijski te pokazuju slične geokemijske karakteristike kao i eruptivi Senjske Drage (Garašić et al., 2006; Lugović & Majer, 1983). U južnom dijelu Vanjskih Dinarida zabilježene su i opisane pojave autoklastičnog kompleksa vulkanoklastičnih stijena u okolici Bosanskog Grahova (Hrvatović, 2006; Aljinović et al., 2010, Hrvatović et al., 2011; Smirčić et al., 2016). Autori navode kako se radi o okolišu gdje je moglo doći do miješanja magmatskog i sedimentnog (karbonatnog) materijala, a starost je definirana kao srednjetrijaska temeljem konodontnih analiza. Jedan od najpoznatijih izdanaka srednjetrijaskih vulkanoklastita je Zelovski „*pietra verde*“ profil, koji su istraživali autori (Barić, 1968; Raić et al., 1982; Šćavničar et al., 1984; Belak, 2000; Marjanac, 2000; Jelaska et al., 2003; Balini et al., 2006; Aljinović et al., 2010; Hrvatović et al., 2011; Goričan et al., 2015; Halamski et al., 2015). Šćavničar et al., (1984) odredili su efuzivne i piroklastične stijene kao dva srednjetrijaska nivoa. Belak (2000) je detaljno determinirao prisutnu litologiju i odredio njihov stastav te je interpretirao okoliš u kojem su se naslage taložile. Jelaska et al. (2003) i Balini et al. (2006) odredili su starosti naslaga s *“pietra verde”* tufovima kao ladiničku. Pamić (1984) objavljuje monografiju „Trijaski magmatizam Dinarida“, s velikim brojem analiziranih uzoraka iz cijelog Dinaridskog područja, a najveći broj radova sumiranih u monografiji odnosi se na trijaske magmatske stijene s područja Bosne i Hercegovine, odnosno iz središnjih dijelova Dinarida i ofiolitnog kompleksa. O pojavama trijaskog magmatizma, još i ranije su pisali austrijski geolozi Hauer, (1867), Foullon, (1883), Martelli, (1908), Kerner, (1916). Pojave na dalmatinskim otocima, Jabuci, Brusniku i Visu, istraživali su Golub i Vragović (1975), Majer, (1998), Belak et al., (2005), Garašić et al. (2005), Palinkaš et al., (2010) a vulkanite u Dalmatinskoj zagori u okolici Sinja, Knina, Vrlike i Drniša prezentiraju Barić (1968, 1969) i Barić et al. (1968). Poznata lokacija u Gorskom kotaru, u okolici Fužinskog Benkovca, gdje se pojavljuju andezitne stijene srednjega trijasa istraživana je u radu Vragovića i Goluba, (1969).

4. METODOLOGIJA

Za provedbu istraživanja korištene su različite skupine terenskih i kabinetskih metoda. Terenske metode podrazumijevale su prikupljanje uzoraka i terensko snimalje slijedova naslaga gdje je to bilo moguće. Kabinetske metode podijeljene su u tri skupine: mikropetrografske, biostratigrafske i geokemijske. Svako od potpoglavlja prikazuje svoju skupinu metoda s obzirom na provedene analize.

4.1.TERENSKE METODE

Detaljnim pregledavanjem literature i podataka iz osnovnih geoloških karti Republike Hrvatske određene su lokacije s pojavama vulkanoklastičnih stijena srednjetrijaske starosti. Terenska istraživanja izvršena su u razdoblju od rujna 2011. godine do svibnja 2014. godine.

Na terenima su ustanovljeni slijedovi vulkanoklastičnih naslaga srednjega trijasa. Odabir lokaliteta bio je uvjetovan mogućnošću snimanja dužih ili kraćih sedimentnih slijedova. Ponekad se pokazala potreba te su pojedini tipovi vulkanoklasita prikupljeni izvan slijeda pojedinačno.

Na istraženim lokalitetima prikupljeno je ukupno 312 uzoraka od kojih su napravljeni mikropetrografski preparati, te polirane pločice. Budući su se unutar snimljenih slijedova pojavljivali slojevi vapnenaca, uzorci iz takvih slojeva služili su za biostratigrafske analize konodontnih vrsta. Na terenu u okolici Donjeg Pazarišta uočeni su i makrofosili amonita, koji su također determinirani u svrhu biostratigrafskog pozicioniranja.

4.1.1. LOKALITET DONJE PAZARIŠTE

Najsjeverniji lokalitet razmatran i istraživan u okviru izrade disertacije nalazi se u okolici Donjeg Pazarišta. Snimljeni su stupovi Donje Pazarište 1 (DP-1), debljine 60 metara, Donje Pazarište 2 (DP-2), debljine 71 metara, Donje Pazarište 3 (DP-3), debljine 15,6 metara i stup Jovanović Draga, debljine 81 metara. U okolici snimljenih stupova prikupljeni su i pojedinačni točkasti uzorci stijena iz pojedinih zanimljivih izdanaka.

4.1.2. LOKALITET BRUŠANI, PODNO BRDA VINAC

Na lokalitetu Vinac prikupljeni su pojedinačni uzorci ignimbrita u kontaktu s masivnim diplopornim vapnencima. Na ovom lokalitetu zbog specifičnosti pojave izdanaka nije bilo moguće utvrditi kakvi su kontakti među stijenama različitih litologija, pa iz tog razloga nije bilo moguće snimiti litološki stup.

4.1.3. LOKALITET BOSANSKO GRAHOVO

Na lokalitetu Bosansko Grahovo, u zasjeku ceste, snimljen je slijed naslaga Bosansko Grahovo. Debljina naslaga stupa Bosansko Grahovo iznosi 79 metara.

4.1.4. LOKALITET PLAVNO

U zasjeku ceste koja od Knina vodi prema Plavnom snimljen je sedimentološki stup vulkanoklastičnih naslaga PB debljine 6,7 metara.

4.1.5. LOKALITET ZELOVO

Na lokalitetu Zelovo snimljena su dva slijeda naslaga. Slijed naslaga Mijića staje iznosi 14 metara i snimljen je u napuštenom eksploatacijskom kopu. Nedaleko od lokaliteta gdje je snimljen stup zabilježene su i pojave efuzivnih stijena, čiji su izdanci pojedinačno uzorkovani. Sjeverozaparno od izdanaka efuziva snimljen je kratki slijed naslaga Zelovo, ukupne debljine oko 8 metara.

4.2. MIKROPETROGRAFIJA

Od svih uzoraka prikupljenih na terenu načinjeni su mikropetrografski preparati. Uzorci su pripremljeni u laboratoriju za pripremu geoloških materijala u Zavodu za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine. Na mikropetrografskim preparatima proveden je proces bojanja uzoraka upotrebom K-fericijanida i Alizarina crvenog S (Evamy (1963); Dickinson (1965)), kako bi se lakše razlikovali minerali dolomit i kalcit. Pri ovakvom postupku mineral kalcit biva obojan crveno, dok dolomit ostaje neobojan.

Preparati su analizirani polarizacijskim mikroskopom Leica 020-522.101 DM/LSP. Ovakvim petrografskim istraživanjem prepoznati su minerali u uzorcima i determiniran je tip stijena, što je dalje omogučilo odredbu facijesa i pojedinih varijeteta – litotipova. Pri klasifikaciji vulkanoklastičnih stijena korištena je nomenklatura prema McPhie et al., (1993), uzorci vapnenaca određeni su prema Folku (1959), srednje i sitnozrnati siliciklasitčni sedimenti su određivani prema Pettijohn et al. (1972), dok su magmatski varijeteti određivani prema kriterijima odredbe magmatskih stijena (Streckeisen, 1967).

4.3. **BIOSTRATIGRAFIJA**

Na istraživanim lokalitetima prikupljeni su uzorci za konodontne analize, dok su na profilu DP-1 prikupljena i dva uzorka amonita koji su imali jako dobro očuvanu suturnu liniju. Za konodontne analize prikupljeni su uzorci iz karbonatnih slojeva unutar istraživanih slijedova. Uzorci koji su težili između 3 i 7 kilograma drobljeni su u sitnije komade, veličine do nekoliko centimetara. Tako usitnjeni uzorci su poslani na Geološki zavod Slovenije u Ljubljani, gdje je dr.sc. Tea Kolar-Jurkovšek odredila konodontne vrste prisutne u uzorcima. Dio pripreme uzoraka je obavljen i u Laboratoriju za pripremu geoloških materijala na Zavodu za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine, Rudarsko-geološko-naftnog fakulteta u Zagrebu, prema standardnoj proceduri.

Na prikupljenim primjercima amonita utvrđena je dobro očuvana suturna linija, odnosno linija koju tvori kontakt između septa i unutrašnjosti aragonitne ljušture. Uzorci amonita analizirani su na Institutu za paleontologiju i stratigrafiju, Sveučilišta u Beču. Analizu je izvršio dr.sc. Leopold Krystyn.

4.4. **GEOKEMIJA**

Nakon petrografskih analiza koje su obavljene u Zavodu za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine, Rudarsko-geološko-naftnog fakulteta, odabrano je 15 uzoraka za geokemijske analize na elektronskoj mikrosondi. Pri odabiru uzoraka vodilo se računa da predstavljaju različite facijese i litotipove magmatskih i vulkanoklastičnih stijena s istraživanih profila. Tako odabrani uzroci prepiljeni su u pločice na Zavodu za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine, i zalijepljeni su na objektna stakalaca, a završetak obrade preparata odrađen je na Institutu za mineralogiju i petrologiju, Karl-Franzen Universität u Grazu. Priprema uzoraka za daljnju analizu obavljena je prema standardnoj proceduri kako bi se dobile savršeno glatke površine za analize elekronskom mikrosondom. Ovako pripremljeni uzorci potom su promatrani na polarizacijskom mikroskopu i određene su zone interesa za daljnja istraživanja na skenirajućem elektronskom mikroskopu, a potom i elektronskoj mikrosondi.

Prije analiza skenirajućim elektronskim mikroskopom i eletronskom mikrosondom uzorci su prekriveni ugljikom kako bi mogli provoditi naboj koji se stvara pri kontaktu s elektronskim snopom. Nakon toga su uzorci promatrani na skenirajućem elektronskom mikroskopu JEOL JSM-6310 s energetski disperzivnom spektrometrom (EDX) kako bi se kvalitativno odredili kemijski elementi u različitim područjima uzoraka (slika 3). Također, su ovom prilikom načinjene fotografije uzoraka u skenirajućem elektronskom mikroskopu s ciljem lakšeg određivanja zona istraživanja i dobiveni su spektrometri analiziranih područja u uzorku.

Slika 3. Postrojenje SEM s mogućnosti EDX analiza

Analize kvantitativnog kemijskog sastava minerala napravljene su na elektronskoj mikrosondi JEOL JXA-8200 smještenoj na Montanuniversität u Leobenu, s mogućnošću upravljanja iz laboratorija u Institutu za mineralogiju i petrologiju Karl-Franzen Universitäta u Grazu. Mikrosonda JEOL JXA-8200 je opremljena s 5 valno disperzivnih spektrometara i 5 energetski disperzivnih spektrometara (slika 3). Instrument ima mogućnost stvaranja napona do 30 kV, a za potrebe provedenih analiza korišten je napon pobuđivanja elektrona od 15 kV. Pri mjerenjima u točki promjera 1 μm korišteni su samo valno disperzivni spektrometri, dok su pri izradi elementarnih mapa na određenom području korišteni valni i energetski disperzivni spektrometri. Spektrometri su standardizirani ovisno o analiziranim mineralnim fazama. Kemijski sastav je mjeren točkastim analizama („spot analysis“), a osim toga je na 7 odabranih područja izvršeno mapiranje 14 različitihi elemenata. Za svako analizirano mineralno zrno napravljene su najmanje dvije analize, jedna na rubu, a druga u sredini zrna. Veći broj analiza je napravljen u zonalno građenim mineralnim zrnima lijepo vidljivim na BSE slikama (BSE – back scattered electrons) koje nastaju signalom povratnih elektrona. Rezultati mjerenja izraženi su u masenim postocima oksida glavnih elemenata.

Specifične vulkanoklastične i magmatske stijene različitih lokacija odabrane su za određivanje geokemije čitave stijene. Ukupno je analizirano 19 uzoraka. Uzorci su drobljeni prvo ručno u sitnije fragmente, a potom usitnjavani u ahatnoj posudi u mlinu kako bi se dobio materijal veličine čestica praha. Tako usitnjeni materijal pakiran je u papirnate i plastične vrećice i poslan u ACME laboratorij u Vancouveru (Kanada). Analiza glavnih elemenata napravljena je metodom emisijske spektrometrije s induktivno spregnutom plazmom (ICP-ES) i izražena u postocima oksida, dok su elementi u tragovima u koje se pribrajaju i elementi rijetkih zemalja analizirani metodom masene spektrometrije s induktivno spregnutom plazmom (ICP-MS), a njihova koncentracija je izražena u ppm ili ppb jedinicama. Kemijske analize glavnih elemenata i elemenata u tragovima obrađene su pomoću IgPet software-a, a za svaki uzorak izračunata je i Eu anomalija prema formuli Eu/Eu*= $\frac{EuN}{\sqrt{[(SmN)\times(GdN)}}$ i pri tome su za Eu, Sm i Gd korištene normalizacijske vrijednosti prema Sun & McDonald (1968).

5. REZULTATI

Rezultati istraživanja biti će prikazani u posebnim poglavljima. Prvi dio rezultata prikazati će mikropetrografske i sedimentološke rezultate za svaku od lokaliteta. Biostratigrafski rezultati prikazuju sadržaj konodontnih vrsta na istraženim lokalitetima i njihove stratigrafske odredbe. Geokemijski rezultati podiljeni su u dvije skupine: rezultate kemijskih analiza cijele stijene i rezultate kemizma minerala dobivene metodom elektornske mikrosonde.

5.1. LOKALITET DONJE PAZARIŠTE

Na lokalitetu Donje Pazarište zabilježen je slijed istraživanih naslaga i lokalizirane pojave vulkanoklastičnih naslaga koji nisu promatrane kao dio slijeda.

5.1.1. SLIJED NASLAGA DONJE PAZARIŠTE

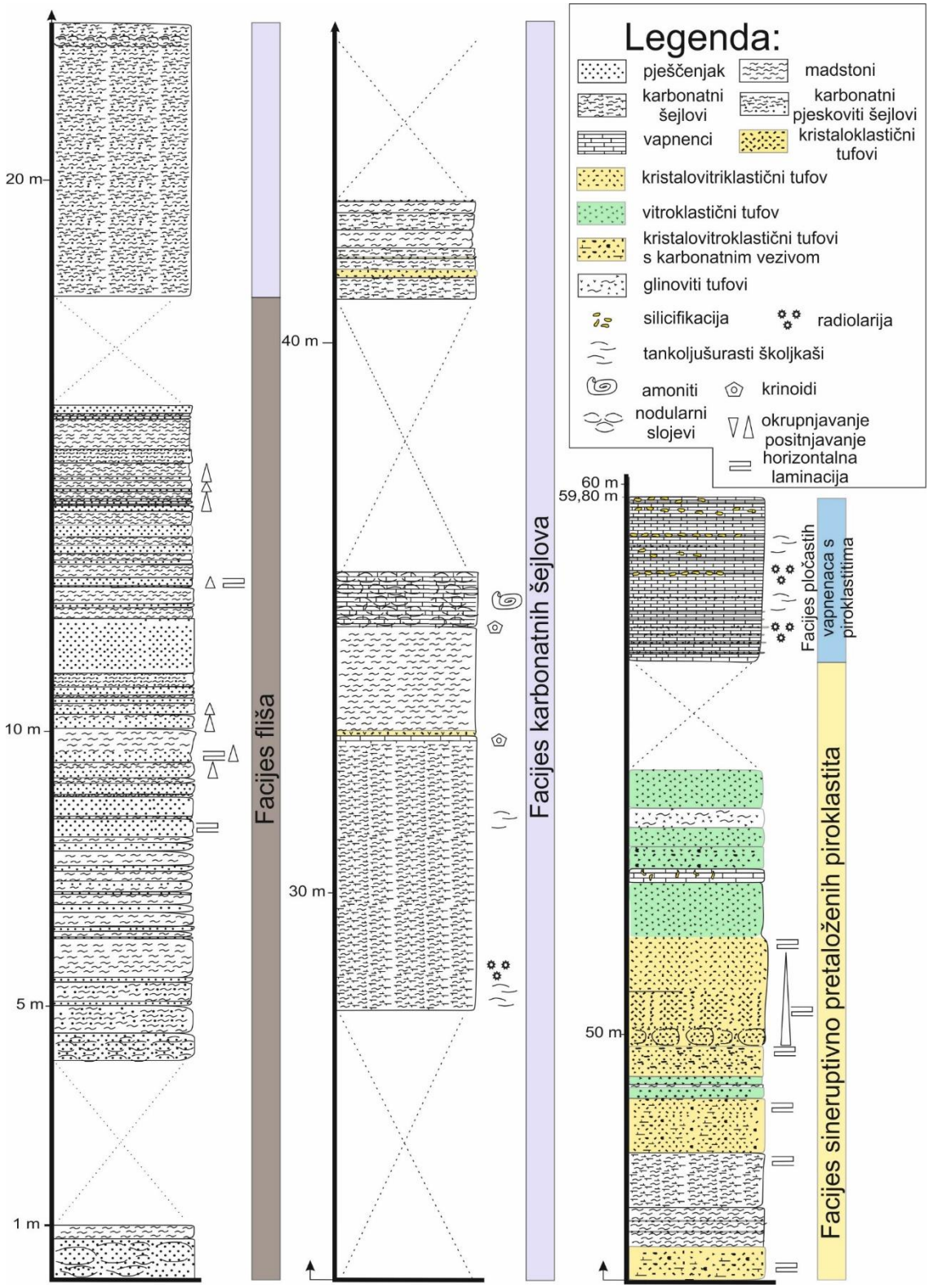
Profil Donje Pazarište snimljen je jugozapadno od mjesta Donje Pazarište u zasjeku novo probijene šumarske ceste koja vodi od potoka Popovače prema zapadu. Profil se sastoji od tri manja profila Donje Pazarište 1 (DP-1), Donje Pazarište 2 (DP-2) i Donje Pazarište 3 (DP-3) koji su međusobno odvojeni kraćim tektonskim prekidima. Slijed DP-1 sastoji se od 60 m snimljenih naslaga, debljina naslaga na profilu DP-2 iznosi 71 m, dok je DP-3 debljine 15,6 m. (slika 4, A, B, C). U okolnom području uočene su vulkanoklastične stijene drugačijeg sastava te su i one uzorkovane s ciljem da se koreliraju sa snimljenim slijedovima. Na osnovi sličnosti izdvojenih litofacijesa slijedove DP-1 i DP-2 je moguće djelomično korelirati, dok je profil DP-3 vjerojatno stratigrafski mlađi (slika 10).

Na profilima Donje Pazarište 1, 2, 3 bilo je moguće izdvojiti slične facijese. To su:

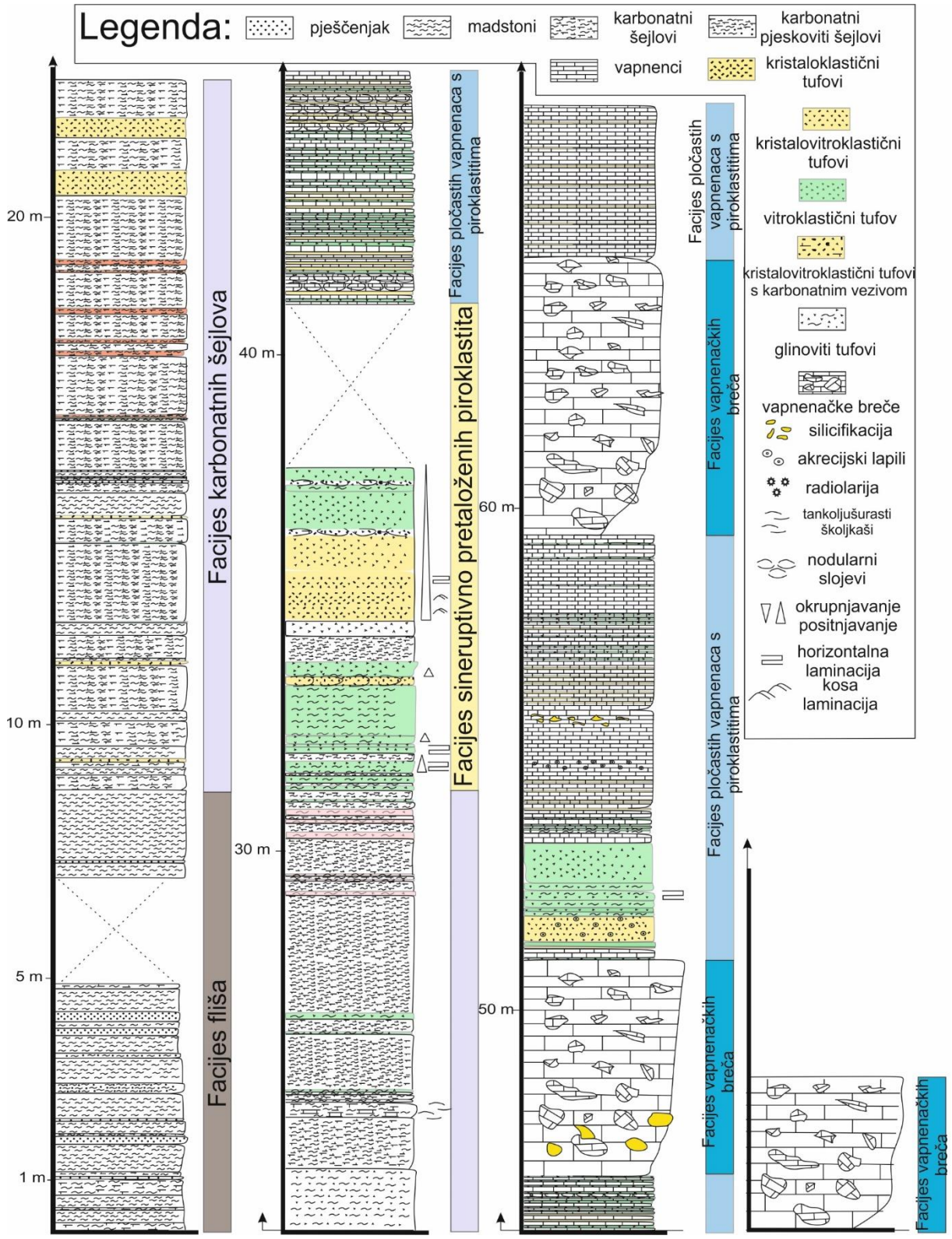
1) Facijes fliša;
2) Facijes karbonatnih šejlova;
3) Facijes sineruptivno pretaloženih piroklastita;
4) Facijes vapnenaca s piroklastitima;
5) Facijes vapnenačkih breča;
6) Facijes slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka.

Vertikalno redanje facijesa u profilima Donje Pazarište 1 i Donje Pazarište 2 je slično. U donjem dijelu profila Donje Pazarište 1 i Donje Pazarište 2 nalazi se **Facijes fliša** (slika 4 A, B), a u nastavku je prisutna miješana pelitno-karbonatna sedimentacija **Facijesa karbonatnih šejlova** (slika 4 A, B). Dalje u vertilanom slijedu nalaze se naslage **Facijesa sineruptivno pretaloženih piroklastita** i **Facijes vapnenaca s piroklastitima**. Razliku između ova dva

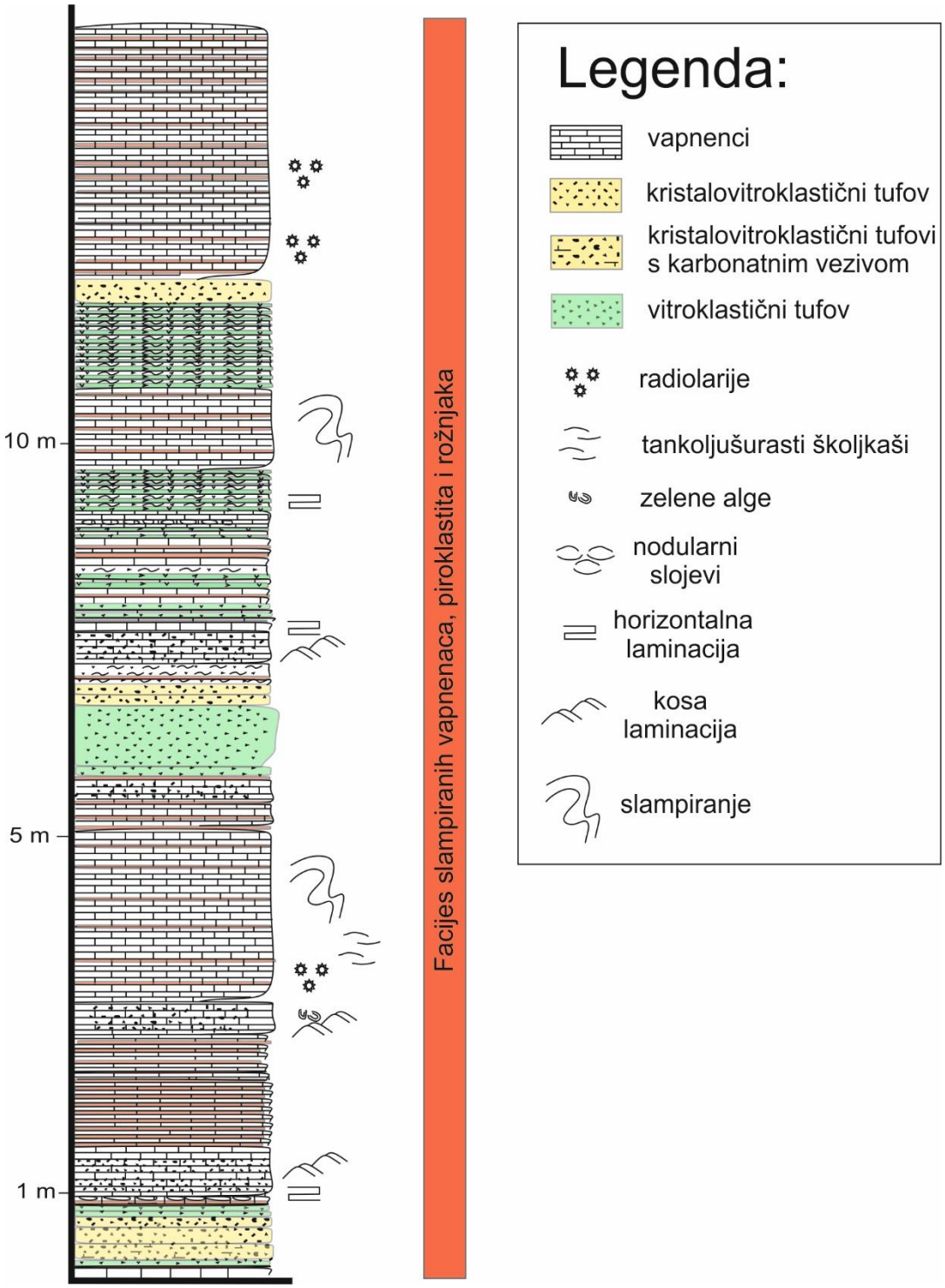
slijeda čini **Facijes vapnenačkih breča** koji je prisutan jedino u slijedu DP-2 (slika 4 A, B). U profilu DP-3 izdvojen je samo **Facijes slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka** (slika 4 C).



Slika 4. A) Snimljeni profil Donje Pazarište 1. Sastoji se od vertikalnog redanja Facijesa fliša, Facijesa karbonatnih šejlova, Facijesa sineruptivno pretaloženih piroklastita i Facijesa pločastih vapnenaca s piroklastitima. Ukupna debljina slijeda iznosi 59,8 m.



Slika 4. B) Profil Donje Pazarište 2. Osim Facijesa prisutnih u profilu Donje Pazarište 1, slijed se nastavlja pojavom Facijesa vanenačkih breča u izmjeni s Facijesom pločastih vapnenaca s piroklastitima. Facijes sineruptivno pretaloženih piroklatita može se smatrati korelativnim elementom profila Donje Pazarište 1 i Donje Pazarište 2. Ovakva izmjena tvori cikluse opisane u poglavlju Organizacija facijesa.



Slika 4. C) Snimljeni profil Donje Pazarište 3 sastoji se samo od Facijesa slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka. Iako je u odnosu na profil Donje Pazarište 2 zabilježen tektonski prekid smatra se nastavkom razvoja sedimentnog slijeda i predstavlja najmlađi dio istraživanog slijeda naslaga.

FACIJES FLIŠA prisutan je na profilima Donje Pazarište-1 i Donje Pazarište-2 – slika 4 A i B. Sastoji se od izmjene pelitnih i pješčenjačkih slojeva dok su proslojci piroklastita rijetki. Dominiraju slojevi madstona crne boje. Slojevi pelita su debljine od 30 do 100 cm. Pelitni slojevi izmjenjuju se s desetak cm debelim slojevima horizontalno laminiranih pješčenjaka. Pješčenjaci su smeđe do crne boje (Slika 5 A). U pojednim slojevima pješčenjaka moguće je uočiti normalnu gradaciju, a ponekad i horizontalnu laminaciju. Također su uočene kratke sekvencije positnjavanja koje započinju pješčenjacima koji se kontinuirano nastavljaju u madstone. Povremeno je moguće uočiti i teksutru utiskivanja pješčenjačkih slojeva u pelitni sediment (Slika 5 B). Često se uočavaju kuglaste forme u pješčenjačkim slojevima. U gornjim dijelovima izdvojenog facijesa pješčenjačka zrna postaju krupnija.

Unutar Facijesa fliša određena su dva litotipa stijena: **1) litotip madstona, 2) litotip vulkanogenih feldspatskih/litičnih grauvaka.**

Litotip madstona predstavljen je tamno smeđim, tamno sivim i crnim madstonima. Slojevi debljine do metra djeluju raspucano i lako se drobe. Često je u slojevima madstona vidljivo trošenje u nodularne forme. U mikroskopskim preparatima uočava se dominantno pelitna frakcija koja se sastoji od gline i vrlo malo siltnog/pjeskovitog materijala. Glina je XRD analizom determinirana kao illit-smektit. Siltno-pjeskovita frakcija najčešće je zastupljena zrnima feldspata i kvarca (slika 5 F). U nekim uzorcima prisutni su klasti feldspata i kvarca dimenzija pijeska (slika 5 E). Takvi su krupni klasti feldspata idiomorfnih ili hipidiomorfnih oblika, a klasti kvarca su nepravilnih oblika. Feldspati, koji po veličini odgovaraju siltnoj frakciji, su alotriomorfni, često trostrani, srednje zaobljeni do uglati. Feldspati su determinarni kao lamelarni plagioklasi, a većina je zahvaćena alteracijama u sericit i minerale glina. Porijeklo pelitnog materijala nije jasno određeno, tj. nije moguće sa sigurnošću reći je li detritičan ili je produkt alteracija.

Litotip vulkanogenih pješčanjaka sastoji se od sitnozrnatih varijeteta u donjim (starijim) dijelovima facijesa te od srednjezrnatih varijeteta u mlađim slojevima izdvojenog facijesa. Pješčenjaci odgovaraju ***sericitiziranim feldspatskim i litičnim grauvakama.***

Feldspatske grauvake sastoje se dominantno od zrna feldspata veličine od 0,05 do 0,8 mm. Oblik takvih zrna je hipidiomorfan do idiomorfan (slika 5 D). Gotovo sva zrna su alterirana, uglavnom u sericit. Osim feldspata u krupnije zrnatim varijetetima uočena je i određena količina litičnih fragmenata i kvarca. Vezivo je glinovito-sericitni matriks.

Litične grauvake se dominantno sastoje od relativno dobro zaobljenih litoklasta (Slika 5 D). Moguće je odrediti litične fragmente granitnog i bazaltnog sastava. Česti su litoklasti afirnog bazalta s dominantno hijalinom osnovom. Staklasta osvnova je u nekim klastima

alterirana u mikrokristalasti klorit, a mineralni mikroliti iskazuju jednoliko usmjerenje. Ovakvi litoklasti afirnog bazalta su često savijeni oko susjednih klasta. Rijetko se pojavljuju klasti biotita koji su karakterizirani duktilnim/plastičnim deformacijama na kontaktima s ostalim zrnima. U određenim uzorcima uočena su i zrna cirkona. Vezivo ovih vulkanogenog pješčenjaka sastoji se gotovo isključivo od pelitnog materijala submikroskopskih dimenzija, koje ima ulogu matriksa. Moguće je da je matriks nastao *in situ,* alteracijom prisutnih minerala.

Interpetacija Facijesa fliša:

Karakteristike izdvojenog facijesa, odnosno prisustvo vulkanogenih pješčenjaka ukazuju na taloženje u vrijeme mirovanja vulkanske aktivnosti (Fisher & Schminke, 1984, McPhie et al., 1993). Taloženje pješčenjaka vjerojatno je povezano s izdizanjem kontinentalnih prostora, koji su u tom slučaju bili podvrgnuti eroziji. U pješčenjacima nema piroklastičnog materijala što također upućuje na mirovanje vulkanske aktivnosti u vrijeme taloženja ovog facijesa. Stijene izdvojene u ovom facijesu su Sokač et al. (1976) definirali kao „flišolike naslage“. Opisuju ih kao tamne vulkanske grauvake i šejlove donjega ladinika. Zbog prisutnosti tamnih šejlova smatraju kako su prvotno akumulirani u mirnoj marinskoj, moguće reduktivnoj sredini odakle su pretaloživani putem turbiditnih struja.

Izmjena slojeva pješčenjaka i madstona pri čemu je u pješčenjacima uočena normalna gradacija i horizontalna laminacija te prisustvo sekvencija s prelaskom iz pješčenjaka u madstone, ukazuje na mogućnost taloženja iz gravitacijskih turbiditnih tokova. Sastav litoklasta u litotipu vulkanogenih pješčenjaka bazaltnog i granitnog porijekla ukazuje na intenzivno trošenje zaleđa dominantno izgrađenog od magmatskih stijena. Primarne magmatske stijene djelomično se troše formirajući pješčani detritus, no može se pretpostaviti da se feldspati kemijski troše, od čega nastaje veća količina gline.

Velika količina feldspata vjerojatno potječe iz starijih magmatskih ili vulkanoklastičnih stijena. Izvorište feldspata su mogle biti kisele i bazične efuzivne stijene i/ili kristaloklasični tufovi. Veliki sadržaj hipidiomorfnih i idiomorfnih kristala feldspata ukazuje na relativno kratak transport materijala koji je prethodio taloženju.

Detritični materijal je mogao biti prvotno akumuliran u plićem prostoru, a zatim se turbiditnim tokovima pretaložio u dublji prostor (slično interpretaciji koju su dali Sokač et al., 1976). Pretpostavlja se pretaloživanje u dublje dijelove bazena uz postanak relativno strmih rubova bazena duž kojih su se mogle kretati turbiditne struje. Procesom pretaloživanja mehanizmom turbiditnih struja detritični se materijal separirao na krupniju (siltno-pješčanu frakciju) i glinovitu frakciju te sada tvori tanke sekvencije positnjavanja.

Porijeklo pelitnog materijala u madstonskim slojevima nije jasno definirano. Dio glinovitog materijala sigurno je detritičnog porijekla, no dio može predstavljati produkt alteracije feldspata i magmatskih klasta *in situ.*

FACIJES KARBONATNIH ŠEJLOVA

Prijelaz iz Facijesa fliša u Facijes karbonatnih šejlova je postupan. Facijes je jednolik (Slika 6 A). U njemu dominiraju karbonatni šejlovi s kojima se povremeno proslojavaju homogeni kristaloklastični tufovi bijele do blago žute boje (do 10 cm debljine) te tamni alterirani vitroklastični tufovi. Slojevi karbonatnih šejlova su metarskih debljina, tamno sive do crne boje. Sadržaj karbonatne i pelitne komponente u šejlovima varira, uz generalni trend povećanja kalcitne komponente prema vrhu izdvojenog facijesa. Karbonatna komponenta je predstavljena mikritnim muljem i fosilima tankoljušturastih školjkaša, kalcitiziranim radiolarijama i rijetko fragmentima krinoida. U facijesu su izdvojeni ***litotip karbonatnih šejlova, litotip alteriranih vitroklastičnih tufova i litotip kristaloklastičnih tufova***.

Litotip karbonatnih šejlova se sastoji od različitog udjela kalcitne i pelitne komponente (od 25 do 70% karbonata). Pelitna komponenta sastoji se od glinovitog materijala neodređenog porijekla i zrna kvarca i feldspata uglavnom veličine silta. Karbonatna komponenta sastoji se od mikritnog mulja. Povremeno se u pojednim slojevima nalaze klasti hijalinog vulkanskog materijala, nepravilni i dobro zaobljeni, dimenzija sitnog pijeska. Feldspati su uglavnom alterirani u minerale glina i nije moguće odrediti njihov sastav. Fosili tankoljušturastih školjkaša su često prisutni u ovom litotipu. Njihove su ljušture djelomice silicificirane. Radiolarije su redovito kalcitizirane (slika 6 C). Rijetko se prepoznaju fragmenti krinoida veličine do 1 mm (slika 6 B). U jednom od slojeva uočeni su makrofosili amonita oblika vrste *Flexoptychites* sp. zbog čega je ovim naslagama pripisana ilirijska starost (detaljnije obrazloženje biti će predstavljeno u poglavlju 5.6. Biostratigrafija). U uzorcima se rijetko uočavaju i šupljine nepravilnih, štapićastih ili zvjezdastih oblika. Moguće je da su šupljine nekada bile ispunjene krhotinama vulkanskog stakla jer oblikom podsjećaju na takve forme.

Litotip alteriranih tufova je rijetko prisutan u ovom facijesu. Tanki proslojci ovakvih tufova postupno se počinju pojavljivati na prijelazu iz Facijesa fliša. U sastavu tufova prisutan je mikro-do kriptokristalasti kvarc. Na piroklastično porijeklo ovih stijena ukazuje jedino mala količina šupljina oblika krhotina stakla i rijetki kristaloklasti plagioklasa. Primarni vulkanski staklasti materijal je kao i plagioklasi gotovo sasvim izmijenjen u minerale glina.

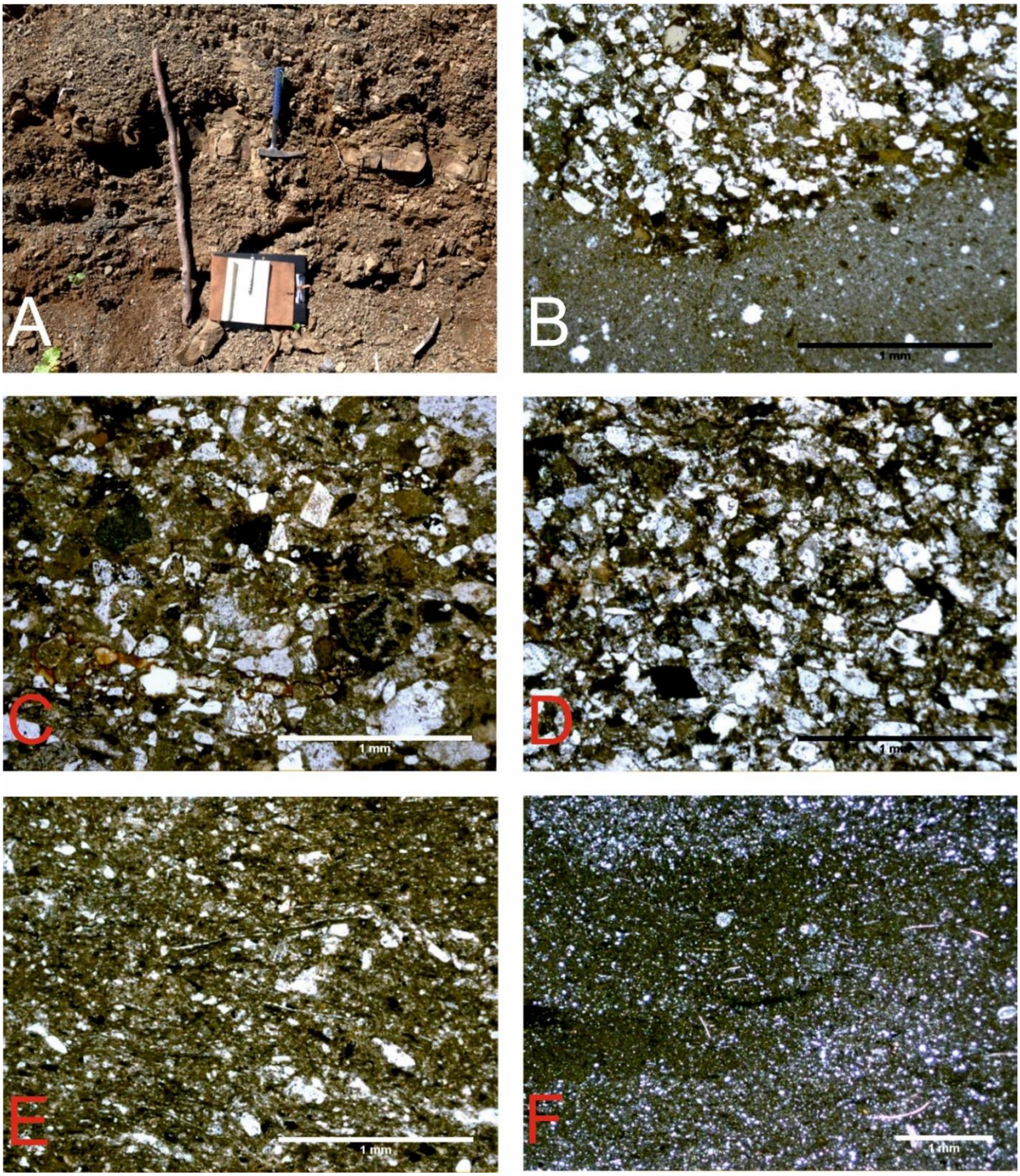
Litotip kristaloklastičnih tufova bijele je do blago žute boje. Pojavljuju se u mlađem dijelu izdvojenog facijesa kao desetak cm debeli slojevi. Sastavljeni su uglavnom od

hipidiomorfnih do idiomorfnih kristaloklasta feldspata povezanih karbonatnim muljem (slika 6 B).

Interpretacija Facijesa karbonatnih šejlova:

Postupni prijelaz iz Facijesa fliša u Facijes karbonatnih šejlova ukazuje na smanjenje siliciklastičnog donosa i uspostavu dominantno karbonatne sedimentacije. Karbonatna sedimentacija pretpostavlja marinsku sredinu taloženja. Fosilni sadržaj ukazuje na dublji marinski okoliš, otvorenog mora, slično kao što je opisano u Facijesu fliša. Nalaz amonita u ovom facijesu također ukazuje na taloženje u dubljem, otvorenom marinskom okolišu. Povremena pojava piroklastičnog materijala sugerira intenziviranje vulkanske aktivnosti obilježene kratkotrajnim erupcijama. Vitroklastični i kristaloklastični materijal iz Litotipa alteriranih vitroklastičnih tufova i Litotipa kristaloklastičnih tufova ukazuje na taloženje padanjem piroklastičnog materijala iz zraka. Mala debljina ovih slojeva podržava ovu pretpostavku.

Facijes karbonatnih šejlova je pri izradi OGK list Gospić (Sokač et al., 1976) ubrojen i definiran kao „flišolike naslage buchensteinskog facijesa ladinika“ zajedno s prethodno izdvojenim facijesom. To je djelomično točno, no s obzirom na dominaciju karbonatne sedimentacije i odsustvo pješčanih proslojka, taložni okoliš bitno mijenja svoj karakter te se čini opravdanim posebno ga izdvojiti. Nalaz amonita oblika vrste *Flexoptychites* u ovom facijesu, pripisuje ilirijsku starost (gornjoanizički) ovom facijesu što je u suprotnosti s prethodnom definicijom ladiničke starosti ovih naslaga (prema Sokač et al., 1976).



Slika 5. Terenske i mikropetrografske fotografije Facijesa fliša na lokalitetu Donje Pazarište. A) Terenski izdanak Facijesa fliša. Donji dio snimljenog slijeda Donje Pazarište 1. Duljina štapa iznosi 1 m. B) Mikropetrografska fotografija prikazuje kontakt među litotipovima madstona i vulkanogenih feldspatskih grauvaka. Vidljivo utiskivanje pješčenjaka u pelitni sediment (uzorak DP-1/5). C) Litotip litičnih grauvaka. Sastavom dominiraju tamni litični fragmenti efuzivnih stijena porfirne strukture i potpuno alterirani fragmenti efuziva (uzorak DP-1/8). D) Alterirana uglata zrna feldspata u feldspatskim grauvakama (uzorak DP-1/4). E) Litotip madstona sastoji se od tamno smeđeg pelitnog materijala. Miješanje pelitnog i pješčenjačkog materijala povremeno je prisutno u nekim uzorcima (uzorak DP-1/11). F) Litotip madstona s fosilima tankoljušturastih školjkaša i siltnom komponentom (uzorak DP-1/14).

FACIJES SINERUPTIVNO PRETALOŽENIH PIROKLASTITA prisutan je u profilima Donje Pazarište 1, Donje Pazarište 2 (slika 4 A i B), a čine ga blijedo žuti, blijedo zeleni i zeleni slojevi piroklastita koji su uglavnom svježi, horizontalno laminirani. Pojedini slojevi su trošni, čak i rastresiti. Slojevi su debljine desetak centimentara do metar (slika 6 D), koso i horizontalno laminirani. Uočen je kontinuirani prijelaz iz kristaloklastičnih u vitroklastične tufove. Prisutni piroklastični materijal se sastoji od kristaloklasta, vitroklasta i puno rijeđe akrecijskih lapila. Najčešći kristaloklasti su feldspati. Njihova veličina odgovara dimenzijama srednjeg do krupnog pijeska. Vitroklastični materijal se javlja u više oblika, dominantno kao krhotine stakla veličine silta do sitnog pijeska, i kao fragmenti vrlo šupljikavog plovučca. Akrecijski lapili su najrjeđe zastupljeni piroklasti i pojavljuju se samo u pojedinim slojevima. Analizom ukupne geokemije uzorka kristaloklastičnog litotipa određen je njihov andezitni sastav. U nekim slojevima piroklastičnih naslaga vezivo je kalcitno, dok je u drugima nastalo kao produkt devitrifikacije vulkanskog stakla ili kristalizacije parne faze. U Facijesu sineruptivno pretaloženih piroklastita determinirana su dva litotipa: 1) ***Litotip resedimentiranih kristaloklastičnih tufova*** i 2) ***Litotip resedimentiranih vitroklastičnih tufova.***

Litotip resedimentiranih kristaloklastičnih tufova se sastoji dominantno od kristaloklasta feldspata, prvenstveno plagioklasa, a podređeno alkalijskog feldspata sanidina. Kristaloklasti su dobro sortirani, hipidiomorfnih oblika, veličine srednjeg do krupnog pijeska (slika 6 E). U preparatima se uočavaju lamelarni i zonalni varijeteti plagioklasa u podjednakim omjerima. Gotovo sva zrna feldspata su zahvaćena produktima alteracije u minerale glina, no intenzitet alteracije varira. Osim feldspata uočeni su i kristaloklasti biotita veličine od 0,1 do 0,5 mm. Izduženi primjerci biotita pokazuju duktilne/plastične deformacije na kontaktu s kristaloklastima feldspata. Uočavaju se i fragmenti bazičnog do neutralnog vulkanskog stakla (skorija *sensu* Tišljar, 2006, eng. *scoria)* karakteristične laminarne strukture, pri čemu se izmjenjuju tamne i providne lamine. Tamne lamine su devitrificirane u biotit, a providen u kvarc (slika 6 F). Veličina ovakvih fragmenata je i do 1 mm. U nekim uzorcima moguće je uočiti preferiranu orijentaciju izduženih zrna, biotita i skorije. U sastavu su uočeni i rijetki litični fragmenti, a identificirane su dvije vrste. Zastupljenija vrsta litičnih fragmenata su andezitni fragmenti građeni od sitnih fenokristala plagioklasa u vulkanskoj mikrokristalastoj osnovi. Uočeni su i litoklasti nepravilnog oblika, izgrađeni samo od vulkanskog stakla, potpuno devitrificiranog u mineralne agregate. Treći tip litoklasta je jako rijetko zastupljen i odnosi se na klaste vapnenaca.

Prostor između zrna zapunjen je kloritom (slika 6 E). Postoji velika optička sličnost između veziva i alteriranih klasta vulkanskog stakla.

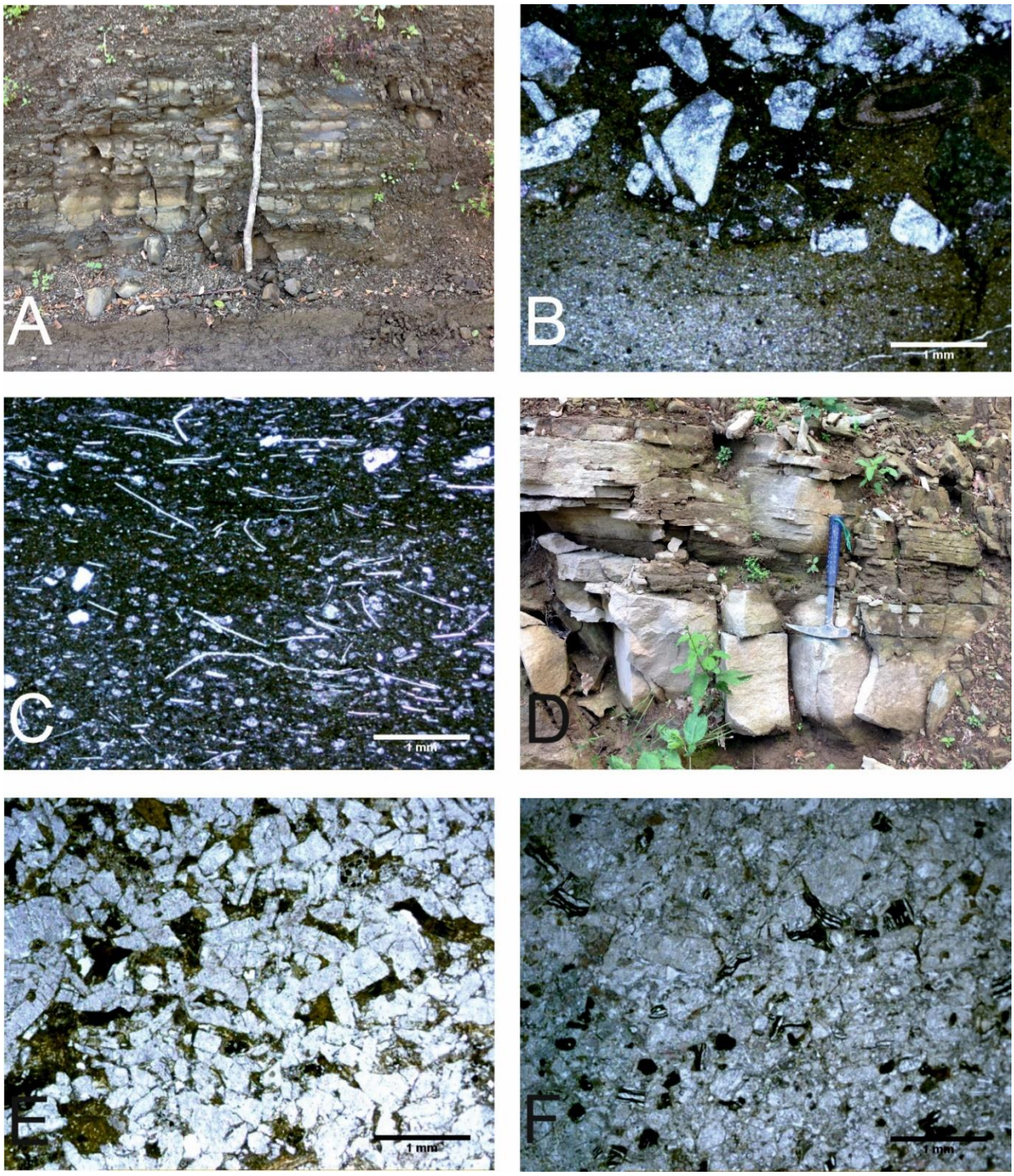
Iznimno rijetko se u pojedinim jedinicama ovog facijesa nalaze akrecijski lapili veličine preko 2 mm u promjeru. Sastoje se od mikrokristalastog kvarca u jezgri koja je obavijena materijalom sitnog vulkanskog pepela. Prema gore se u ovom litotipu sastav neznatno mijenja, odnosno povećava se količina skorije.

Litotip resedimentiranih vitroklastičnih tufova makroskopski je blijedo žute do blijedo zelene boje i na terenu djeluje homogeno (slika 7 A). U uzorcima se nalazi više ili manje gusto zbijeni piroklastični materijal koji se sastoji od krhotina stakla, uz nešto fragmenata plovučca i kristaloklasta. Oblik krhotina stakla je uglavnom igličast ili u obliku slova V ili Y (slika 7 B). Oblici mjehurasta izgleda („*buble wall*“) su jako rijetki. Krhotine su uglavnom devitrificirane i alterirane u klorit ili u kalcit (slika 7 C). U nekim uzorcima je moguće uočiti horizontalnu laminaciju kao izmjenu lamina s više i manje kristaloklasta, odnosno s prepoznatljivim krhotinama stakla i potpuno mikrokristalastim kvarcom. Prisutna je stanovita količina kristaloklasta u pojedinim uzorcima (oko 10 %) od kojih su određeni kristaloklasti plagioklasa, maksimalne veličine 0,4 mm, a kristaloklasti kvarca i sanidina maksimalne veličine do 0,8 mm. Plagioklas je uglavnom lamelarne građe, hipidiomorfnog do alotriomorfnog oblika. Česta alteracija je kalcitizacija i sericitizacija, iako postoje i potpuno svježi kristaloklasti plagioklasa u ovakvim varijetetima. Kristaloklasti kvarca nisu česti. Uglavnom su nepravilnih oblika, često zaobljeni i pokazuju resorpcijske rubove i oble eliptične šupljine. Fragmenti plovučca su rijetko zamijećeni, i čine manje od 10 vol % sastava. Uglavnom su potpuno alterirani u mikrokristalaste agregate klorita. Povremeno je u uzorcima prisutno i kalcitno vezivo (slika 7 C), a dominatno se sastoji od mikrokristalastih mineralnih faza nastlih kao produkt devitrifikacije vitričnog materijala, kvarca, klorita i rijeđe albita.

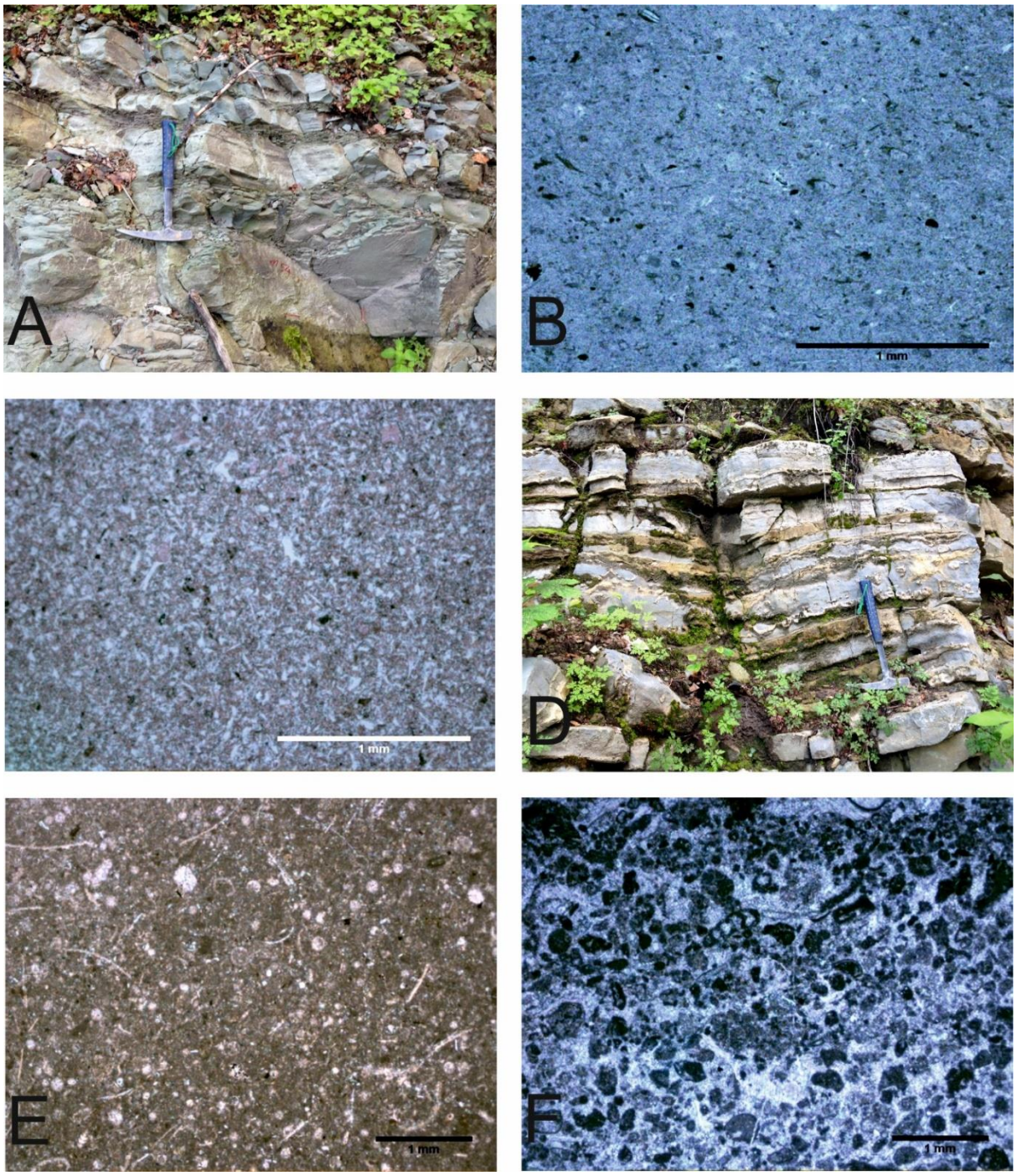
Interpretacija Facijesa sineruptivno pretaloženih piroklastita:

Ovaj facijes svakako svjedoči o eksplozivnim vulkanskim erupcijama u srednjetrijaskom periodu na području današnjih Vanjskih Dinarida. Prisustvo strukturno nepromijenjenih (idiomorfnih do hipidiomorfnih, nezaobljenih) kristaloklasta, kao i monomiktni sastav litotipa kristaloklastičnih tufova svjedoči o vremenski i prostorno bliskim erupcijama. Varijeteti piroklastita s kalcitnim vezivom, kao i kontakt s karakterističnim marinskim facijesima, ukazuju na taloženje u marinskom okolišu u kojem je taložen i karbonatni sediment (Facijes karbonatnih šejlova u podini i Facijes pločastih vapnenaca s piroklastitima u krovini). Tekstura kose i horizontalne laminacije u kristaloklastičnom litotipu tufova može ukazivati na brzu sedimentaciju i vučni transport. Postojanje kose, a zatim horizontalne laminacije u pojedinim jedinicama kao i velika količina hipidiomorfnih

plagioklasa, te prisutstvo fragmenata plovučca ukazuje na pretaloživanje piroklastičnog materijala neposredno nakon taloženja, odnosno sineruptivno. Na sineruptivno pretaloživanje ukazuje i superpozicijski prijelaz iz kristaloklastičnih u vitroklastične tufove, što se interpretira separacijom piroklastičnog materijala u gravitacijskom (turbiditnom) toku koji je dominantno sastavljen od piroklastičnog materijala (Bull & Cas, 1991). Sukladno tome, pretpostavlja se primarna akumulacija piroklastičnog materijala na kopnu ili u plićem marinskom okolišu uslijed intenzivnog eksplozivnog vulkanizma te gotovo istovremeno resedimentacija tog materijala u dublje dijelove taložnoga prostora mehanizmom turbiditnih struja. U prilog primarnoj eksplozivnoj vulkanskoj aktivnosti u subaerskim uvjetima (vjerojatno na kopnu) govori i prisustvo akrecijskih lapila (Fisher & Schminke, 1984; McPhie et al., 1993; Sigurdsson, 2007). Izgled krhotina stakla (*bubble-wall*, X,Y prema Heiken, 1974; Izett, 1981) i kristaloklasta kvarca sa šupljinama ukazuje na veliku količinu volatila u vulkanskom sustavu. Sheridan & Wohletz (1981), Wohletz (1983, 1986) i Kokelaar (1986) smatraju da vulkanski sustav s tolikom količinom volatila odgovara freatomagmatskim erupcijama, tj. da je u generiranju piroklastita veliku ulogu imala voda, koja je povećala sadržaj volatila. To bi moglo značiti da je na eksplozivnost primarne erupcije utjecao donos vode u vulkanski sustav, bilo na kopnu ili u plitkome moru. Moguće je da je vulkanski otvor bio smješten u blizini mjesta taloženja. Morska voda mogla je ulaziti u magmatsko ognjište povezano s vulkanom te povećati sadržaj volatila, a time i pospješiti erupciju. Piroklastični materijal vjerojatno je primarno bio taložen u plići marinski okoliš, u blizini podmorske padine odakle je gravitacijskim tokovima turbiditnog tipa sineruptivno pretaložen u dublji marinski okoliš. Duktilne deformacije biotita svjedoče o prvobitno primarnom taloženju piroklastičnog materijala iz zraka, a zatim o njegovom pretaloživanju, moguće putem turbiditnih tokova. Horizontalna laminacija vitroklastičnih tufova ukazuje na taloženje iz suspenzije turbiditnog oblaka male gustoće.



Slika 6. Terenske i mikrofotografije Facijesa karbonatnih šejlova i kristaloklastičnih tufova Facijesa sineruptivno pretaloženih piroklastita. A) Terenski prikaz Facijesa karbonatnih šejlova. Duljina štapa iznosi 1 m. B) Mikofotografija prikazuje karbonatni šejl s kristaloklastima feldspata. Fragment krinoida ukazuje na pelagički okoliš taloženja (uzorak DP-2/10). C) Karbonatni šejl s obiljem pelagičkih fosila - radiolarija i tankoljušurastih školjkaša (uzorak DP-1/16). D) Terenska fotografija Facijesa sineruptivno pretaloženih tufova. Slojevi su u donjem dijelu, ispod čekića koso laminirani, dok je gornji dio horizontalno laminiran. E) Mikrofotografija kristaloklastičnog tufa Facijesa sineruptivno pretaloženih tufova. Dominiraju idiomorfni do hipidiomorfni feldspati, rijetko biotit (uzorak DP-1/27). F) Osim kristalokalsta povremeno su prisutni fragmenti bazičnog ili neutralnog vulkanskog stakla – skorija (uzorak DP-1/28).



Slika 7. Terenske i mikrofotografije vitroklastičnih varijeteta iz Facijesa sineruptivno pretaloženih piroklastita i Facijesa pločastih vapnenaca s piroklastitima. A) Terenska fotografija gornjeg dijela Facijesa sineruptivno pretaloženih tufova. Izdanak prikazuje positnjavanje prema gore i prijelaz u potpuno vitroklastične tufove. B) Mikrofotografija potpuno vitroklastičnog varijeteta tufa u Facijesu sineruptivno pretaloženih tufova. Srpaste, igličaste krhotine stakla se teško prepoznaju obzirom na homogenu strukturu (uzorak DP-2/30). C) Mikrofotografija vitiroklastičnog tufa u kojem su igličaste, srpaste i pločaste krhotine stakla povezane kalcitnim cementom (uzorak DP-1/31). D) Terenska fotografija Facijesa pločastih vapnenaca s piroklastitima. Slojevi vapnenaca debljine 10 do 20 cm izmjenjuju se s 5 do 10 cm debelim slojevima piroklastita. Česta je silicifikacija vapnenačkih slojeva u obliku nepravilnih grudica. E) Mikrofotografija vekstonskog vapnenca s radiolarijama i tankoljušturastim školjkašima iz Facijesa pločastih vapennaca s piroklastitima (DP-1/32). F) Litoklastični vapnenac sastavljen od fragmenata vapnenaca različitog sastava. Prisutne su bentičke foraminifere. Primjećuje se nejasna horizontalna laminacija (uzorak DP-2/42).

FACIJES PLOČASTIH VAPNENACA S PIROKLASTITIMA pojavljuje se u dva snimljena slijeda naslaga – Donje Pazarište 1 i Donje Pazarište 2 (slika 4 A, B). U slijedu Donje Pazarište 1, pojavljuje se u vršnom dijelu slijeda, nakon čega je zabilježen tektonski prekid. U snimljenom slijedu DP-2 pojavljuje se u tri horizonta i zajedno s Facijesom vapnenačkih breča tvori ciklus koji se ponavlja u slijedu 3 puta (slika 8 E). Facijes se sastoji od centimetarskih do decimetarskih slojeva sivih vapnenaca između kojih se nalaze tanki, 1-5 cm debeli slojevi piroklastita (slika 7 D).

Slojevi vapnenaca su uglavnom pločasti, rijeđe nodularni. Silicificirane nepravilne nakupine (nodule) unutar vapnenačkih slojeva veličine do 5 cm su česte.

Slojevi piroklastita su debljine do 5 cm, blijedo žute boje, često su valoviti i nepravilni, homogene teksture. Piroklastični materijal je uglavnom dimenzija sitnog pijeska, iako se povremeno opažaju i krupniji kristaloklasti. Piroklastičnog materijala ima i u slojevima vapnenaca gdje se mogu uočiti kao bijeli kristaloklasti veličine pijeska i/ili lapili koji su tamni, često diskoidalni, veličine preko 2 mm (odredba veličine čestica prema Fisher, 1960, 1961). U ovom facijesu determinirana su dva litotipa: 1) litotip vapnenaca i 2) litotip piroklastita.

U ***litotipu vapnenaca*** su na osnovi mikropetrografskih osobina diferencirani slijedeći varijeteti: vekston-biomikrit, pekston-biomikrit i litoklastični vapnenac (*sensu* Flügel, 2004). Količina piroklastičnog materijala u vapnenačkim slojevima iznosi do 10%, a uglavnom se radi o kristaloklastima plagioklasa i puno rjeđe fragmentima plovučca. Iznimno rijetko u litotipovima vapnenaca uočeni su akrecijski lapili. Rubovi lapila su često obavijeni radijalnim kalcitom (slika 8 C). U pojedinim slojevima vapnenaca je izrazita silicifikacija koja se manifestira pojavom nepravilnih nodula.

Varijetet vekstona-biomikrita građen je od mikritne osnove te fragmenata tankoljušturastih školjkaša i radiolarija (slika 7 E). Fragmenti tankoljušturastih školjkaša su često silicificirani. Radiolarije su u većini uzoraka kalcitizirane, što umanjuje mogućnost odredbe u stratigrafske i paleookolišne svrhe.

Varijetet pekstona-biomikrita sastoji se dominantno od gusto pakiranih bioklasta tankoljušturastih školjkaša, a zatim od radiolarija i krinoida te fragmenata plitkomorskih organizama te nešto klasta mikritnog vapnenca. Vezivo je mikritni matriks. Poseban tip klasta su oni građeni od mikrita, veličine do 0,6 mm u kojima su vidljivi sitni kristaloklasti feldspata (slika 8 A). U pojedinim slojevima vapnenaca ovakav tip klasta dominira u sastavu.

U varijetetu litoklastičnog vapnenca uočavaju se vapnenački litoklasti i rijeđe zrna piroklastičnog porijekla. Vapnenački detritus je predstavljen dominantno intraklastima srednje veličine 0,6 mm (slika 7 F). Sortiranost je loša. U određenim slojevima moguće je uočiti

positnjavanje prema gore. Vapnenački litoklasti su građeni od drugih tipova plitkovodnih vapnenaca. Rubovi litoklasta su uglavnom jasni i oštri. Osim litoklasta od vapnenačkih alokema uočeni su još fosili, dominantno fragmenti algi, ali i foraminifere, fragmenti školjkaša i rijetko onkoidi. Fosilni ostaci bentičkih organizama su često razlomljeni. Prisutni onkoidi variraju veličinom, od 0,5 do 2 mm, ali se rijetko uočavaju u uzorcima. Vezivo je mozaični sparitni cement.

Iz ovog facijesa uzeti su i uzorci za konodontne analize, detaljnije odredbe bit će prikazane u poglavlju 6.3. Biostratigrafija i odnosi vulkanoklastičnih naslaga Vanjskih Dinaridana temelju konodonata i amonita (tablica 1).

Litotip piroklastita se sastoji od varijeteta izgrađenih od različitog piroklastičnog materijala – dominantno vitroklastičnog, odnosno kristaloklastičnog. Dominacija određene piroklastične komponente varira od sloja do sloja te je na osnovi njihovog udjela bilo moguće definirati kristaloklastične (najzastupljenije) ili vitroklastične varijetete tufova. U kristaloklastičnim varijetetima dominiraju kristaloklasti plagioklasa, podređeno alkalijskih feldspata i kvarca (dimenzija od 0,08 do 0,64) te nešto krhotina stakla. Plagioklasi su uglavnom idiomorfnih i hipidiomorfnih oblika, često kalcitizirani, ponekad u potpunosti. Krhotine stakla su bitno manje zastupljene. Uočeni su i fragmenti ili litoklasti efuzivnih i rjeđe intruzivnih stijena koji se raspoznaju po porfirnoj ili granularnoj strukturi, ali zbog intenzivne alteracije nije bilo moguće odrediti o kojoj se vrsti magamtskih stijena radi. Vezivo u kristaloklastičnim varijetetima je uglavnom kalcitni cement, a ponekad i mikrokristalasti kalcit.

Vitroklastični varijeteti se sastoje dominantno od krhotina vulkanskog stakla, uglavnom pločastog oblika i oblika slova Y i X. Dimenzije krhotina su 0,1 mm. Uglavnom su sve krhotine stakla alterirane u sekundarni kalcit, ali su prisutne i tamne, opake krhotine s tankim kvarcnim rubom. Pojedini slojevi sastavljeni su isključivo od kriptokristalaste SiO_2 komponente porijeklom od vitroklastičnog materijala veličine sitnog vulkanskog pepela te je njihovo piroklastično porijeklo teško odrediti.

Najmanje zastupljeni tip vulkanoklastičnih čestica u oba izdvojene litotipa su akrecijski lapili kružnog, eliptičnog, ovalnog i diskoidalnog oblika, veličine od 2 mm do preko 1 cm (slika 8 B). Mjestimično se uočavaju zrna ovakvog sastava veličine manje od 2 mm (dimenzije krupnog vulkanskog pepela). Središnji dio akrecijskih lapila je ispunjen mikrokristalastim kvarcom (slika 8 D) ili mješavinom sparikalcita i mikrokristalastog kvarca (slika 8 C).

Interpretacija Facijesa vapnenaca s piroklastitima:

Osobine opisanih vapnenaca, a posebice njihov fosilni sadržaj ukazuju na taloženje u marinskom okolišu. Istovremeno, piroklastiti imaju sve karakteristike taloženja padanjem

piroklastičnog materijala iz vulkanskoga oblaka. Na to naročito ukazuje prisustvo akrecijskih lapila čiji je postanak vezan za akumulaciju vulkanskog pepela u vanjskoj zoni piroklastičnog oblaka (i.e. Fisher & Schminke, 1984; Marci et al., 1991; McPhie et al., 1993). Primarno taloženje vapnenaca bilo je utjecano vulkanizmom, na što ukazuje piroklastični materijal prisutan u vapnencima.

Izdvojeni litotipovi vapnenaca svojim sastavom upućuju na batimetrijske razlike u taložnome okolišu. Prisustvo tankoljušturastih školjkaša i radiolarija u varijetetu vekstona-biomikrita ukazuje na dublji marinski – pelagički okoliš, jednako kao i radiolarije te krinoidi (Flügel, 2004). Obilje akumuliranog kalcita svakako ukazuje na taloženje iznad CCD linije (*Carbonate Compensation Depth* – dubina ispod koje nije moguće taloženje karbonata). Akumulacija mikrita posljedica je polagane marinske sedimentacije u okolišu niske energije, kakva vlada u dubljim marinskim prostorima gdje je taloženje neometano morskim strujama i djelovanjem valova.

U varijetetu pekstona-biomikrita vidljivo je miješanje plitkomorske biote (alge i foraminifere) s pelagičkom biotom (tankoljušturasti školjkaši i radiolarije). Intraklastični detritus je vjerojatno nastao u vrlo plitkim dijelovima taložnoga prostora, blizu obalne linije (moguće u natplimnoj zoni) te je transportiran u nešto dublji okoliš, zajedno s ljušturama plitkomorskih organizama. U dio plićaka, odakle su derivirani intraklasti, padao je sitni piroklastični materijal i uklapao se u sastav mikritnih vapnenaca te je sada vidljiv u sastavu mikritnih intraklasta. U ovom litotipu pretpostavlja se transport intraklasta u nešto dublji okoliš, dominantno niske energije gdje je moguće taloženje i mikrita kao veziva.

Pojava litoklastičnog vapnenca obično označava nastavak taloženja ostalih tipova vapnenaca. Skeletni fragmenti plitkomorske biote u intraklastima ukazuju na primarno taloženje u karbonatnom okolišu plitkoga mora (podplimni okoliš). Obzirom na pojavu litoklastičnog vapnenaca u početnom dijelu Facijesa pločastih vapnenaca s piroklasitima, ili odmah nakon Facijesa vapnenačkih breča, jedinice ovog varijeteta interpretirane su kao resedimentirani talozi dubljeg mora, istaložene iz turbiditne struje niske gustoće. Takva se turbiditna struja mogla razviti u završnoj fazi taloženja breča iz detritnih tokova (Facijes vapnenačkih breča) kada se oni znatno obogate vodom. Na to ukazuje i positnjavanje intraklastičnog materijala prema gore. Intraklasti različitog sastava predstavljaju klaste vapnenaca plitkomorskih područja, koje su zajedno s krupnim klastima u Facijesu vapnenačkih breča pretaloženi iz plićih dijelova (više o tome u Facijesu vapnenačkih breča).

Dominantno mikritni intraklasti koji sadrže piroklastični materijal podrazumijevaju primarno taloženje vapnenačkog mulja u natplimnoj i plimnoj zoni koja je bila utjecana

padanjem piroklastičnog pepela. U tim su zonama primarni talozi dezintegrirani, čineći intraklastični detritus prisutan u pekstonskim varijetetima i litoklatičnim vapnencima. Formiranje intraklasta deriviranih iz natplimno-plimne zone ukazuje na iznimno plitki marinski okoliš, odnosno na povremeno izronjavanje karbonatnih taloga uslijed eustazije ili tektonike.

Piroklastični materijal prisutan je u gotovo svim vapnenačkim varijetetima, što ukazuje na stalnu vulkansku aktivnost i donos piroklasta u marinski okoliš. Centimentarski proslojci piroklastita vjerojatno označavaju periode erupcija koji su generirali piroklastični materijal transportiran zrakom. S obzirom na prisutnost krupnijih i sitnijih piroklastičnih čestica u odvojenim slojevima može se zaključiti da se u karbonatni okoliš prvo taložio kristaloklastični, a zatim vitroklastični matrijal. Prisustvo akrecijskih lapila ukazuje na vulkanske erupcije koje su se događale u subaerskim uvjetima. Piroklastiti ovog facijesa nastali su padom piroklastičnog materijala iz vulkanskog oblaka u marinski okoliš, od plitkog do nešto dubljeg te se taj materijal ponekad nalazi u sastavu vapnenaca. Obzirom na razliku u specifičnoj težini između kristaloklasta i vitroklasta i granulometrijskog sastava vulkanskog pepela, vjerojano je sav materijal prilikom pada iz zraka separiran. Zbog toga postoje kontinuirani prijelazi iz kristaloklastičnih u vitroklastične varijetete (prijelaz iz krupnog u sitni piroklastični materijal).

Porijeklo piroklastičnog materijala vjerojatno je isto kao i u Facijesu sineruptivno pretaloženih piroklastita. Prisutnost akrecijskih lapila i krhotina stakla u obliku slova Y i X ukazuju na moguću freatomagmatsku erupciju (Fisher & Schminke, 1984; McPhie et al., 1993), odnosno na erupcije s velikim utjecajem vodene pare. To bi moglo značiti da su aktivni vulkanski centri mogli biti smješteni u okoliš u kojem je postojala znatna količina vode, bilo morske ili slatke. Marinski okoliš u koji je na koncu dospio piroklastični materijal nije morao biti u blizini vulkanskih centara, obzirom da piroklastični materijal može biti transportiran zrakom na udaljenosti i do nekoliko stotina kilometara (Fisher & Schminke, 1984; Cas & Wright, 1987; McPhie et al., 1993; Schminke, 2004; Sigurdsson, 2007).

FACIJES VAPNENAČKIH BREČA pojavljuje se u snimljenom slijedu DP-2 u tri intervala. Svaka pojava ovog facijesa odnosi se na jedan sloj takvih naslaga (slika 8 E). Podrazumijeva debele (3-6 metara), masivne slojeve izrazito loše sortiranih vapnenačkih breča. Najveći klasti su veličine do 1 metar. Klasti su različitog stupnja zaobljenosti i sferičnosti, uglavnom svijetlo sive boje, dok je vezivo među njima također kalcitnog sastava, tamno sive boje. Cijeli facijes predstavljen je jednim litotipom vapnenačkih breča.

Litotip vapnenačkih breča sastoji se od vapnenačkih klasta različitih dimenzija, od 1 cm do metarskih blokova (slika 8 F). Vapnenački klasti su matriks-potporni. U mikroskopskim

preparatima prepoznati su klasti različitih tipova vapnenaca. Najčešći su klasti biomikritnog i intrasparitnog sastava, ali su prisutni i klasti s onkoidima. Fosilnim sadržajem dominira biota karakteristična za plitke marinske okoliše: alge, rjeđe fragmenti koralja, gastropoda i ježinaca. U pojedinim se klastima uočava geopetalna tekstura, kao znak otapanja uslijed izronjavanja primarnog vapnenačkog taloga u natplimnu zonu. Vezivo među klastima breča je kalcitnog sastava, a sastoji se od sitnijih primarnih vapnenačkih sastojaka i nešto sparitnog cementa. U prostorima između klasta uočavaju se intraklasti, onkoidi i bioklasti: alge, foraminifere, tankoljušturasti školjkaši i fragmenti krinoida te rijetko fragmenti amonita (slika 9 A).

Interpretacija Facijesa vapnenačkih breča:

Vapnenačke breče se sastoje od klasta plitkomorskih i dubokomorskih vapnenaca. Na plitkomorsko porijeklo klasta vapnenačkih breča ukazuje njihov sastav: alge, bentičke foraminifere i povremeno onkoidi. Ti su okoliši povremeno bili izloženi otapanju u natplimnim uvjetima, o čemu svjedoče geopetalno zapunjene šupljine otapanja. Primarno taloženje ovih vapnenaca može se smjestiti na rub karbonatne platforme/rampe i na njihovo povremeno izronjavanje uslijed oscilacije morske razine te fragmentaciju. Prisustvo tankoljušturastih školjkaša, radiolarija i krinoida u vezivu vapnenačkih breča svjedoči o taloženju materijala u dublji, pelagički marinski okoliš. Potpuno izronjena područja („blokovi“), koji su ranije bili obilježeni taloženjem opisanih litotipova vapnenaca u Facijes pločastih vapnenaca s piroklastitima, erodirani su i derivirali su klaste za postanak Facijesa vapnenačkih breča. Izronjavanje vapnenačkih taloga vjerojatno se dogodilo naglo, uslijed blokovske tektonike. Ovi pomaci su vjerojatno bili većih razmjera, obzirom na to da su u subarske uvjete dospjeli i varijeteti biomikrita taloženi u nešto dubljem marinskom okolišu. Pretpostavlja se taloženje stijena ovog facijesa gravitacijskim tokovima detritnog tipa ili odronima, na što ukazuje izrazita nesortiranost karbonatnih klasta i njihov kaotični raspored.

Iz razrijeđenog detritnog toka talože se sitniji klasti, veličine do 2 mm i tvore varijetet litoklastičnih vapnenaca opisanih u Facijesu pločastih vapnenaca s piroklastitima. Zaostali materijal detritnog toka poprimio je karakter turbiditnog toka male gustoće. U takvom su se toku našli sitniji klasti vapnenaca različitog sastava koji se talože gravitacijski. Tome svjedoči i uočeno positnjavanje prema gore u varijetetima litoklastičnih vapnenaca. Sastav klasta je sličan kao i u vapnenačkim brečama, osim povremenog prisustva piroklastičnog materijala, koji je u taložni okoliš donesen zrakom.

FACIJES SLAMPIRANIH VAPNENACA, PIROKLASTITA I ROŽNJAKA nalazi se samo u snimljenom profilu DP-3 (slika 4 C). Facijes se sastoji od vapnenaca i piroklastita koji se proslojavaju s rožnjacima. Najočitija karakteristika ovog facijesa je pojava slampiranja slojeva (slika 9 C).

Slojevi sivih vapnenaca vekstonskog i pekstonskog tipa, debljine od 2 do 20 cm, izmjenjuju se s vitroklastičnim i rijeđe kristaloklastičnim tufovima te s proslojcima rožnjaka i litoklastičnih vapnenaca. U vapnencima se mogu uočiti deblji slojevi s koritastom kosom laminacijom (slika 9 B), koja se očituje izmjenom lamina koje sadrže promjenjivi udio ili različitu granulometriju piroklastičnog materijala (lapili). U donjem dijelu facijesa prisutna je veća količina piroklastičnog materijala, koji je najprije krupnije zrnat (slika 9 D), a zatim postupno positnjava i postaje sve rjeđe zastupljen. Piroklastični materijal u ovom facijesu prema sadržaju REE ima isto porijeklo kao i ranije opisani piroklasiti na lokalitetu Donje Pazrište 1 i 2, no njegov je mineraloški sastav nešto drugačiji (Poglavlje 5.7. Geokemija). U ovom su facijesu određena tri litotipa: 1) litotip vapnenaca; 2) litotip piroklastita i 3) litotip rožnjaka. Prijelaz iz jednog litotipa u drugi je ponekad teško odrediti, obzirom da se u pojedinim slojevima vapnenaca pojavljuje određena količina piroklastičnog materijala, a u nekima je vapnenačka komponenta prisutna isključivo kao vezivo među piroklastima. Slična je situacija i s diferenciranjem vitroklastičnih tufova od rožnjaka, budući da su oba litotipa sastavljena uglavnom od kriptokristalastog kvarca.

Iz ovog facijesa uzeti su i uzorci za konodontne analize, detaljnije odredbe biti će prikazane u poglavlju 5.6.Biostratigrafija i 6.3. Biostratigrafija i odnosi vulkanoklastičnih naslaga Vanjskih Dinaridana temelju konodonata i amonita (tablica 1).

U ***litotipu vapnenaca*** je na osnovi mikropetrografskih osobina utvrđeno postojanje 3 varijeteta: vekston-biomikrit, pekston-intramikrit/biomikrit i litoklastični vapnenac. Neki slojevi su silicificirani i u njima su prisutne nepravilne nakupine mikrokristalastog kvarca.

Uočena je izmjena istih vapnenačkih varijeteta kao i u ranije opisanom Facijesu pločastih vapnenaca s piroklastitima: vekstoni-biomikriti pekstoni-intramikriti/biomikriti i litoklastični vapnenci. Sastav i način postanka sva tri varijeteta je isti kao što je opisano u Facijesu pločastih vapnenaca s piroklastitima. Ipak je u sastavu vekstona-biomikrita i pekstona-intramikrita/biomikrita prisutno mnogo više radiolarija.

U ***litotipu piroklastita*** piroklastični materijal je nešto drugačiji od onog opisanog u **Facijesu sineruptivno pretaloženih piroklastita** i **Facijesu pločastih vapnenaca s piroklastitima**. Izdvojeni su kristaloklastični i vitroklastični varijeteti. U njima je prisutna

značajna količina fragmenata plovučca te kristaloklasti kvarca (slika 9 D), što ukazuje na drugačiju genezu od ranije opisanih litotipova piroklastičnih naslaga.

Česta tekstura je ravna horizontalna i kosa laminacija, koja se očituje u izmjeni vitroklastičnog i kristaloklastičnog materijala. Varijetet kristaloklastičnih tufova sastoji se od velike količine različitih kristaloklasta (više od 80%), dominantno plagioklasa, ali i alkalijskih feldspata i kvarca, te određene količine vitroklastične komponente. Plagioklasi i feldspati su uglavnom hipidiomorfnih oblika. Veličine su srednjeg do krupnog pijeska, iako se pojavljuju i sitniji kristaloklasti istih mineralnih vrsta. Plagioklasi su dominantno lamelarne građe, alterirani u prehnit, dok su alkalijski feldspati prvenstveno alterirani u minerale glina. Često su prisutni razlomljeni kristaloklasti. Kristaloklasti kvarca su uglavnom alotriomorfni do hipidiomorfni. U kristaloklastima kvarca mogu se povremeno uočiti oble, eliptične i sferične šupljine, i rjeđe zvjezdaste pukotine u središtima kristaloklasta. Fragmenti plovučca su izdužena, pločasta oblika. Njihove dimenzije variraju od 0,3 do 1,5 mm. Potpuno su devitrificirani u mikro- i kriptokristalasti kvarc. U vezivu dominira sitni vitroklastični materijal (potpuno devitrificiran u kriptokristalaste mineralne agregate), povremeno mikritni mulj (slika 9 E) ili sparikalcit. Varijeteti vitroklastičnih tufova su sastavljeni od krhotina stakla veličine krupnog vulkanskog pepela. Oblici krhotina su srpasti, zvjezdasti, oblika slova X, Y i mjehurastog oblika. U pojednim uzorcima dominiraju iznimno sitne vitrične čestice veličine sitnog vulkanskog pepela. U nekim vitroklastičnim varijetetima, koji se dominantno sastoje od krhotina vulkanskog stakla, vezivo je mikritni mulj. Krhotine stakla su devitrificirane dominatno u mikrokristalasti kvarc, ili rjeđe u agregate kvarca i albita.

Litotip rožnjaka je jednolikog sastava, dominantno od mikrokristalastog kvarca. Moguće je zamijetiti sferične oblike radiolarija. Ponekad se u uzorcima motri samo mikrokristalasti kvarc (bez vidljivih radiolarija) pa se za takve varijetete pretpostavlja da predstavljaju rekristalizirane vitroklastične tufove (slika 9 F).

Interpretacija Facijesa slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka

Ovaj facijes nastao je u marinskom okolišu na što ukazuje prisutnost vapnenaca s marinskom biotom kao i rožnjaci s radiolarijama. Izdvojeni su slijedeći varijeteti vapnenaca: vekston-biomikrit, pekston-biomikrit/intramikrit i litoklastični vapnenac.

Fosilni sadržaj u vekstonskim-biomikritnim varijetetima (radiolarije i tankoljušturasti školjkaši) svjedoče o otvorenom marinskom, pelagičkom okolišu i taloženju iznad CCD linije. Akumulirani mikritni mulj ukazuje na polagano taloženje iz suspenzije u okolišima ispod osnovice valova olujna vremena.

Pekstonski-biomikritni/intramikritni varijeteti nastali su u neznatno plićem marinskom okolišu dominantno niske energije. Pretpostavlja se da su intraklasti koji su izgrađeni od mikrita, a sadrže sitni piroklastični materijal derivirani iz plimno-natplimne zone, gdje su primarno nastajali (slično kao što je opisano u prethodnom Facijesu pločastih vapnenaca s piroklastitima), a njihovo prisustvo u ovom varijetetu vapnenaca ukazuje da je litificirani intraklastični materijal deriviran iz vrlo plitkih dijelova taložnog okoliša i dalje je, zajedno s plitkomorskim fosilima, transportiran u nešto dublje dijelove marinskoga prostora.

Varijetet litoklastičnih vapnenaca (s klastima uglavnom plitkomorskih vapnenaca) predstavlja taloženje iz turbiditnih tokova. Njihovo taloženje je povezano s postojanjem padine i povremenim pretaloživanje gravitacijskim tokovima. Na taloženje iz turbiditnog toka ukazuju i deblji slojevi s koritastom kosom laminacijom (slika 9 B) i prisustvom lapila.

Vapnenački klasti interpretirani su kao pretaloženi vapnenački materijal uglavnom plitkomorskih vapnenaca, koji su vjerojatno fragmentirani uslijed izranjanja, te su morskim strujama pretaloženi u blizinu padine odakle se materijal gravitacijskim tokovima niske gustoće resedimentirao u dublje marinske okoliše.

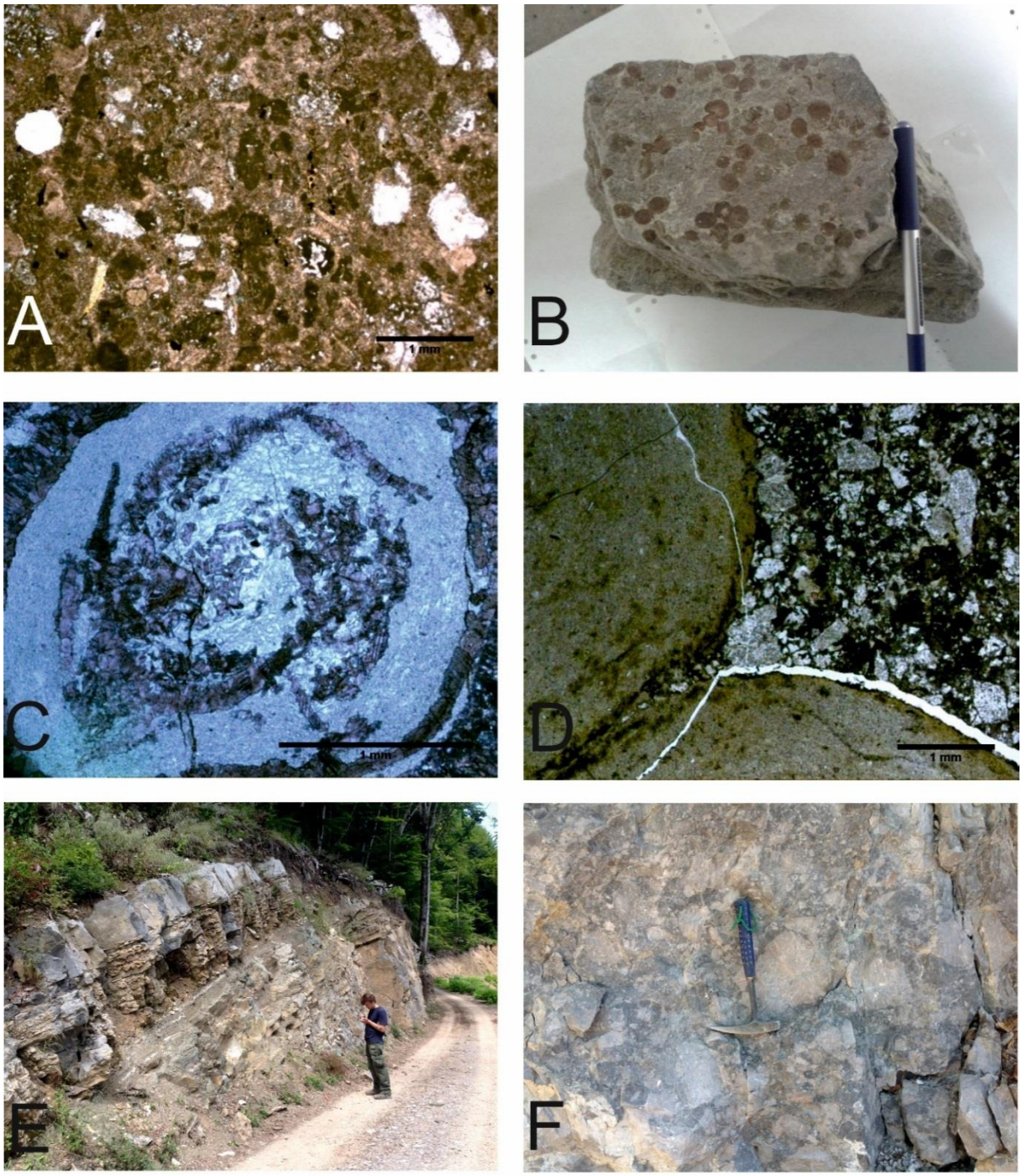
Za ovaj je facijes karakteristična pojava slampova koji su nastajali krećući se duž padine. Slampiraju se „paketi“ slojeva izgrađeni od svih litotipova. Slampiranje ukazuje na nestabilnost uslijed povećavanja kosine padine, što je moglo biti potaknuto tektonskim pokretima. Prisutnost rožnjaka s ostacima radiolarija ukazuje na prijelaz u sve dublji prostor otvorenog mora s primarnom sedimentacijom radiolarijskog mulja.

Pojava piroklastičnih slojeva svjedoči o trajanju vulkanske aktivnosti. Kristaloklastični tufovi se u ovom facijesu sastoje od raznolikog materijala koji uključuje i određenu količinu plovučca, a materijal je uglavnom kiselog magmatskog sastava, što čini razliku prema piroklastitima opisanim u Facijesu sineruptivno pretaloženih piroklastita. Miješanje piroklastičnog i karbonatnog materijala svjedoči o tome kako je eruptirani materijal taložen padom iz zraka u marinski okoliš s karbonatnom sedimentacijom. Pojava horizontalno

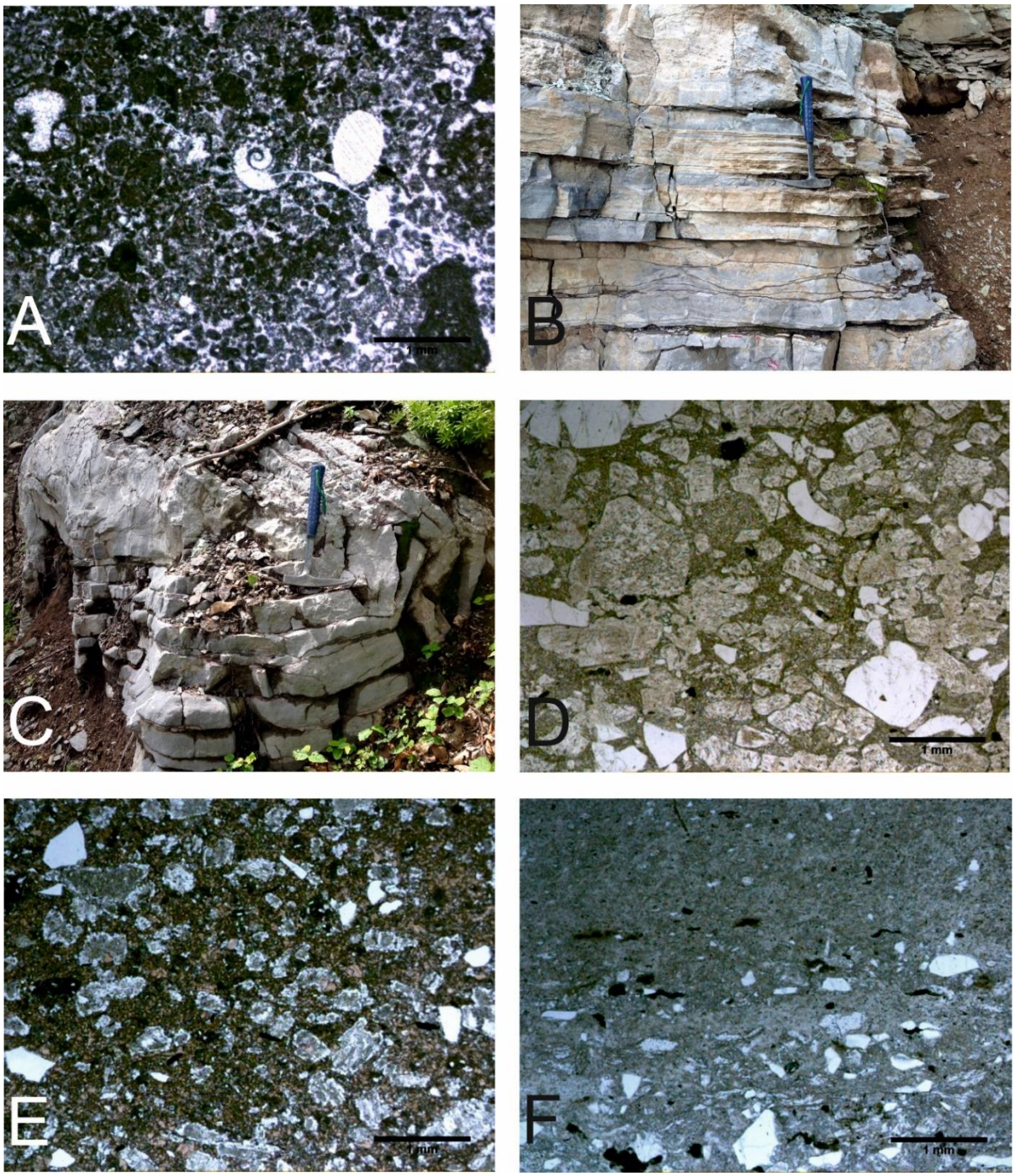
laminiranih vitroklastičnih tufova sastavljenih uglavnom od čestica dimenzija vulkanskog pepela u izmjeni sa sitnim kristaloklastičnim tufovima i rožnjacima ukazuje na slijeganje materijala iz suspenzije u mirnom marinskom okolišu.

Dio piroklastičnog materijala ovog facijesa taložen je izravno padanjem iz zraka, no česta je i pojava pretaloživanja gravitacijskim tokovima kojima nastaje kosa i horizontalna laminacija u tufovima i litoklastičnom vapnencu. Do formiranja gravitacijskih tokova (turbiditnog tipa) moglo je doći u završnoj fazi pomicanja niz padinu i slampiranja (uslijed povećanja strmine padine). Obzirom na teksturnu nemodificiranost primarnih formi kristaloklasta i izostanak epiklastičnog materijala u kristaloklastičnim varijetetima tufova, podrazumijeva se njihova sineruptivna resedimentacija. Promjena kemijskog i mineralnog sastava iz ranije andezitnih piroklastita u kisele ukazuje na evoluciju magmatskog materijala.

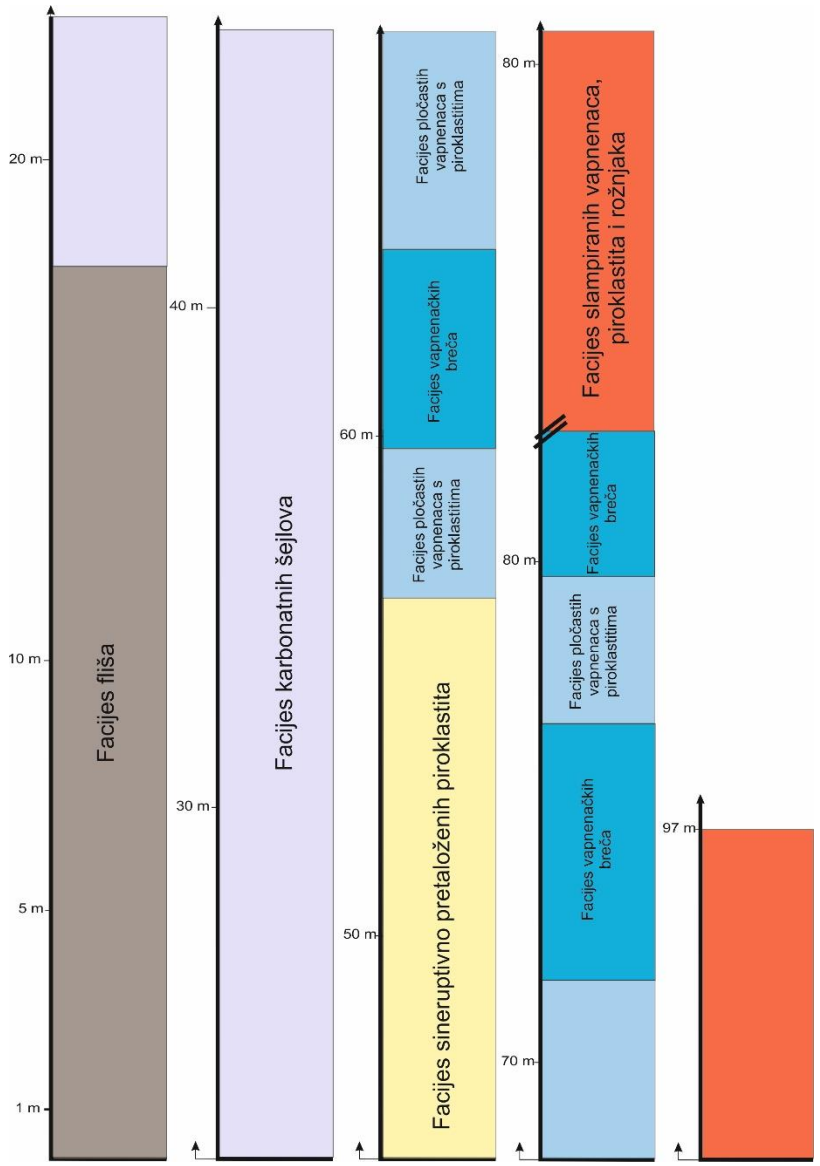
Proslojci rožnjaka s radiolarijama svjedoče o taloženju u otvorenim pučinskim uvjetima s dominacijom radiolarija. Bujanje radiolarija moglo je biti povezano sa značajnom količnom SiO_2 komponente u taložnom okolišu, vjerojatno porijeklom iz piroklastičnog materijala donošenog zrakom. Obilje radiolarija, kako kalcitiziranih u biomikritima ili silikatnih u rožnjacima može ukazivati i na okoliš bogat nutrijentima, odnosno dobru cirkulaciju morske vode koja donosi nutrijente (usmena komunikacija Š. Goričan). Na cirkulaciju morske vode utječe podmorski reljef, pa će tako na zaravnjenim područjima cirkulacija biti ograničena, a u području s promjenama podmorskog reljefa cirkulacija morske vode je intenzivnija. Tako se obilje radiolarija može objasniti postojanjem podmorske padine uz koju se duboke morske struje uzdižu (*upwelling*) i donose nutrijente u pliće marinske dijelove potrebne za bujanje radiolarija. Rožnjaci u kojima radiolarije nisu vidljive ukazuju na drugačiju genezu. Uz pretpostavku stalnih vulkanskih erupcija, moguća je akumulacija vulkanskog pepela. Obzirom da je vulkanski pepeo vrlo reaktivan, velika koncentracija SiO_2 komponente pojavljuje se u okolišu zbog vulkanske aktivinosti i njena otapanja, prilikom čega se gube primarne karakteristike vitroklastičnog materijala. SiO_2 komponenta je u formi koloida taložena u marinskom okolišu u obliku proslojaka između karbonatnih i piroklastičnih slojeva.



Slika 8. Mikrofotografije i terenske fotografije Facijesa pločastih vapnenaca s piroklastitima i Facijesa vapnenačkih breča. A) Pekstonski vapnenac Facijesa pločastih vapnenaca s piroklastitima. Osim mikritnih intraklasta prisutni su i intraklasti sa sitnim kristalima feldspata u mikritnoj osnovi i kristaloklasti feldspata. Uzorak DP-2/38. B) Makroskopski uzorak piroklastita koji se nalazi nakon prve pojave vapnenačkih breča. Gornja slojna ploha piroklastičnog sloja. Sferične forme predstavljaju akrecijske lapile. Uzorak DP-LAP. C) Mikrofotografija akrecijskog lapila koji se nalazi u pekstonskom vapnencu. Središte je rekristaliziralo u kalcit, dok su vanjski dijelovi sastavljeni od tangencijalno orijentiranih čestica sitnog vulkanskog pepela. Vanjski rub akrecijskih lapila obrubljen je igličastim kalcitnim cementom vjerojatno nastao kao reakcijski rub. Uzorak DP-2/39. D) Mikrofotografija piroklastita koji se pojavljuje u kontaktu s vapnenačkim brečama. Akrecijski lapili sastavljeni u potpunosti od čestica sitnog vulkanskog pepela. Kristaloklasti su dominantno feldspati. Uzorak DP-LAP. E) Izmjena Facijesa pločastih vapnenaca s piroklastitima i Facijesa vapnenačkih breča. Profil Donje Pazarište 2. F) Terenska fotografija Facijesa vapnenačkih breča.



Slika 9. Terenske i mikrofotografije Facijesa Vapnenečkih breča i Facijesa slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka. A) Mikrofotografija uzorka iz Facijesa vapnenačkih breča. Prisutni su litoklasti različitih dimenzija i sastava. Mogu se prepoznati fosili bentičkih foraminifera, amonita i krinoida. Uzorak DP-2/51. B) Terenska fotografija izdanka koji prikazuje Facijes slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka. U donjem dijelu fotografije uočava se koritasta kosa laminacija u sloju vapnenca (strelica). Prema gore, moguće je uočiti isti tip laminacije koja se očituje izmjenom lamina bogatim piroklastičnim materijalom veličine lapila u miješanom piroklastično-karbonatnom sedimentu. C) Tekstura slampiranja u Facijesu slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka. D) Kristaloklastični tufovi u Facijesu slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka sastoje se od feldspata, kvarca i fragmenata stakla što ih razlikuje od tufova u Facijesu sineruptivno pretaloženih piroklastita koji su sadržavali dominantno feldspate i rijetko biotit i skoriju (uzorak DP-3/1). E) Kristaloklasti feldspata u vapnencu, dokaz su utjecaja piroklastičnih događaja na marinski karbonatni okoliš. Uzorak DP-3/16. F) Povremeno se u piroklastitima Facijesa slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka može uočiti laminacija, odnosno izmjena kristaloklastima i vitroklastima bogatih lamina. Vitroklastični materijal je ponekad potpuno izmijenjen i teško ga je razlikovati od rožnjaka (uzorak DP-3/5).



Slika 10. Prikaz sintetski poredanih profila Donje Pazarište 1, 2 i 3, s naznačenim Facijesima (boje facijesa označene su kao i u prikazima profila). Pretpostvaljena debljina čitavog slijeda naslaga iznosi 97 m. Dvije kose crte označavaju tektonski prekid.

5.1.2. TOČKASTI UZORCI U OKOLICI DONJEG PAZARIŠTA

Nedaleko od lokaliteta gdje su snimani slijedovi naslaga Donje Pazarište 1, Donje Pazarište 2 i Donje Pazarište 3 pronađeni su izdanci koje nije bilo moguće korelirati sa snimljenim stupovima. Oni predstavljaju izdanke različite litologije od dosada opisanih vulkanoklastičnih naslaga, a na OGK 1:100 000, list Gospić. Sokač et al. (1976) ubrajaju ih u istu jedinicu „tufova, tufita i rožnjaka“ srednjega trijasa odnosno u istu jedinicu kojoj odgovaraju i vulkanoklastične naslage opisane u profilima Donje Pazarište 1, Donje Pazarište 2 i Donje Pazarište 3. Mikropetrografskim analizama utvrđeno je da se radi o različitim tipovima vulkanoklastičnih naslaga koje nastaju drugačijim mehanizmima i u različitim okolišima nego što su one opisane u profilima Donje Pazarište te ih je stoga važno opisati.

Istraženi uzorci određeni su kao **FACIJES PIROKLASTIČNOG TOKA** koji je predstavljen stijenama bijele, sive do crvenkaste boje. Tekstura varira od klastične do karakteristične perlitne. Perlitna tekstura se očituje eliptičnim formama tamnih rubova, vidljivim makroskopski pa se stoga naziva makroperlitnom. Kontakt uzorkovanih stijena ovog facijesa s okolnim stijenama nije utvrđen, a u neposrednoj blizini (20-ak metara dalje) nalaze se gromadasti masivni svijetlo sivi vapnenci i vapnenačke breče kontinentalnog porijekla s crvenkastim vezivom među klastima i zelenim algama (različite od izdvojenog Facijesa vapnenačkih breča u DP-2). Mikropetrografskom analizom uzorci piroklastita s makroperlitnom strukturom određeni su kao **Facijes piroklastičnoga toka** u kojem je određen ***litotip staljenih dacitnih ignimbrita.***

U mikroskopskim preparatima ***litotipa staljenih dacitnih ignimbrita*** determiniran je vitroklastični i kristaloklastični materijal. Odnosi vitroklastičnog i kristaloklastičnog materijala variraju od uzorka do uzorka. Neki od uzoraka su dominantno građeni od kristaloklasta, a neki dominatno od vitroklastičnog materijala, ali se uglavnom u svim uzorcima pojavljuju obje komponente. Vitroklastični materijal se sastoji od krhotina vulkanskog stakla i fragmenata plovučca (slika 13 A, B, C, D). Veličina krhotina stakla u rasponu je od 0,15 do 0,6 mm. Krhotine stakla su različita oblika, od pločastih, srpastih do oblika slova X ili Y, dok veće krhotine stakla imaju oštre rubove sa šupljinama u sredini i predstavljaju krhotine mjehurastog izgleda, tzv. *buble-wall* fragmente. Primarni fragmenti vulkanskog stakla su devitirificirani i alterirani. Unutrašnjost sitnijih krhotina stakla sastoji se od mikrokristalastog kvarca. Krupnije krhotine mjehurastog izgleda su uglavnom blijedo smeđe do blago ružičaste, građene od kristalastog mozaičnog kvarca i albita (albit je utvrđen EMP analizom). Također, podređeno se javljaju krhotine stakla s opakim (crnim) rubovima, čija je unutrašnjost ispunjena agregatima mikrokristalastog kvarca i opakih minerala (slika 13 A). Opake krhotine stakla u nekim se

uzorcima javljaju potpuno nepravilno, dok u nekima tvore eliptične forme te čine makroperlitnu strukturu.

Fragmenti plovučca su vrlo raznolikog oblika i pokazuju mikrošupljikavost i kružne presjeke (promjera 0,05 mm) ili uzdužne cjevaste šupljinice, duž čitavih fragmenata naknadno ispunjene kvarcom. Oblik fragmenata plovučca je uglavnom nepravilan, izdužen ili elipsoidni, veličine od 0,2 mm do 2 mm. Često su deformirani u kontaktu s kristaloklastima (slike 13 B, C, D). Povremeno se u uzorcima pojavljuju fragmenti plovučca s velikim šupljinama u sredini (slika 13 B), veličine do 0,5 mm, koje su ponekad ispunjene mikrokristalastim, alotriomorfnim kvarcom i feldspatom. Ovakve šupljine u fragmentima plovučca mogu se interpretirati kao litofize (McPhie et al., 1993; Sigurdsson, 2007) iako se oblik litofiza obično definira kao zvjezdast (Ross & Smith, 1955). Litofize predstavljaju zvjezdaste ili oble šupljine unutar domena stastavljenih od vulkanskog stakla ili fragmenata plovučca u stijenama koje prolaze kroz visokotemperaturnu devitrifikaciju, a pojavljuju se u hijalinim stijenama ili staljenim piroklastičnim naslagama. Gotovo sav plovučac je alteriran u agregate klorita, i mikrokristalasti kvarc, što otežava prepoznavanje takvih klasta. Povremeno se pojavljuju fragmenti plovučca u koje su „utisnuti“ kristaloklasti, najčešće kvarca (slika 13 C).

Kristaloklasti, prisutni u sastavu ovog litotipa zastupljeni su najčešće kvarcom i podređeno feldspatima. Kristaloklasti kvarca su loše sortirani (veličine od 0,1 mm do 2 mm), uglavnom nepravilnih oblika, zaobljeni. Često se u zrnima kvarca vide oble šupljine, koje ukazuju na postojanje volatila prilikom kristalizacije, vjerojatno tijekom vulkanske eksplozije (slika 13 D). Pojavljuju se i razlomljeni kristaloklasti s dobrim slaganjem fragmenata koji tvore tzv. *jig-saw fit* strukturu i kristaloklasti s pukotinama u središtima zrna koje se zvjezdasto šire prema rubovima - *mikrolitofize.* Dio kristala kvarca pokazuje resorpcijske rubove.

U sastavu podređeno prisutnih feldspata dominira albit (oko 80%), dok se u manjoj mjeri pojavljuju K-feldspati. Kristali su izdužena oblika, uglavnom hipidiomorfni. Gotovo su svi kristalokalsti feldspata raspucani, a u tim pukotinama su zapaženi sekundarni mikrokristalasti minerali, nastali kao produkt alteracije.

U pojedinim uzorcima ovog litotipa uočava se struktura tečenja/staljivanja kao tanke, tamne, nepravilne ili valovite lamine usmjerenih staljenih vitroklasta. U takvim laminama često se nalaze i stješnjeni fragmenti plovučca obavijeni usmjerenim krhotinama stakla.

Bitna karakteristika izdvojenog litotipa je pojava staljivanja piroklastičnog materijala. Stupanj staljivanja varira od uzorka do uzorka. U uzorcima s dominantno kristaloklastičnim materijalom procesi staljivanja su slabije vidljivi. U uzorcima s više vitroklastičnog materijala uočeno je savijanje fragmenata plovučca oko kristaloklasta – tzv. *fiamme* (slike 13 B i D).

Gusto zbijene krhotine stakla te resorpcijski rubovi oko kristaloklasta kvarca ukazuju na procese staljivanja materijala. Vitroklastični materijal u osnovi je uglavnom potpuno devitrificiran i tvori mikropoikilitnu strukturu.

Procesi staljivanja nisu uočeni u piroklastičnim naslagama opisanim u obližnjem profilu Donje Pazarište, pa se stoga smatralo opravdanim posebno opisati ovaj tip vulkanoklastičnih naslaga.

Interpretacija Facijesa piroklastičnog toka:

Sastav staljenih dacitnih ignimbrita svjedoči o njegovom piroklastičnom porijeklu. Dominacija vitroklastičnog materijala u formi krhotina stakla oblika slova X, Y i mjehuraste građe („*bubble-wall*“) te prisustvo albita i kvarca ukazuju na porijeklo materijala iz kiselih vulkanskih erupcija. Prisustvo velike količine fragmenata plovučca svjedoči o primarnom smještanju ovog facijesa bez procesa pretaloživanja. Mikrolitofize uočene u fragmentima plovučca ukazuju na postanak iz fragmenata karakteriziranih dugotrajnim zadržavanjem visoke temperature. Kristaloklasti s *jig-saw fit* strukturom nastaju fragmentacijom uslijed kretanja piroklastičnog materijala (McPhie et al., 1993), što ukazuje na taloženje iz piroklastičnog toka. Piroklastični tokovi su nehomogene mješavine vrućeg piroklastičnog materijala i fluida koji teku niz padinu vulkana. Rasprostiranje piroklastičnih tokova ovisno je o njihovoj gustoći i gravitaciji (Branney & Kokelaar, 1992). Volatili, odnosno fluidi su derivirani izravno iz magme te dodani iz zraka, vode ili pare tijekom erupcije (Fisher & Schminke, 1984; Cas & Wright, 1987; McPhie et al., 1993; Schminke, 2004). Piroklastični tokovi nastaju: 1) izbijanjem tokova ili doma lave koji podliježu gravitacijskom ili eksplozivnom urušavanju, ili nastaju iz vertikalno/lateralno usmjerenih eksplozivnih erupcijskih stupaca, nastalih zbog izdizanja doma lave, 2) urušavanjem vertikalnih eksplozivnih erupcijskih stupaca, ubrzo nakon erupcije ili kontinuiranim urušavanjem opetovanih erupcija, 3) izravno iz vulkanskih otvora, izdizanjem i tečenjem mješavine piroklasta i vulkanskih plinova (McPhie et al, 1993). Na kretanje piroklastičnog materijala u izdvojenim naslagama ukazuje utiskivanje kristaloklasta u fragmene plovučca, i opisana tekstura tečenja kao preferirana orijentacija vitroklastičnog materijala, kao i prisustvo tzv. *fiamma*. Uočena perlitna tekstura ukazuje na hidrataciju naslaga nakon taloženja, u kasnoj fazi hlađenja (Allen, 1988, Yamagashi & Goto, 1992). Tijesno zbijanje krhotina stakla, savijanje fragmenata plovučca oko kristaloklasta, kao i kristaloklasti kvarca s resorpcijskim rubovima izravni su pokazatelj procesa staljivanja *(wellding)*. Staljivanje je proces koji se događa u piroklastičnim naslagama uslijed zadržavanje topline unutar piroklastičnog materijala. Očituje se u spajanju, stapanju i plastičnim deformacijama još uvijek

vrućih klasta male viskoznosti (uglavnom vitroklasta) (Smith, 1960; Ross & Smith, 1961; Ragan & Sheridan, 1972, Branney & Kokelaar, 1992; McPhie et. al, 1993).

Naslage ovog facijesa nastale su eksplozivnim erupcijama kisele magme. Ukupni piroklastični materijal je transportiran piroklastičnim tokom do mjesta smještanja. Nakon taloženja naslage su određeni period vremena zadržale visoku temperaturu, što je dovelo do procesa staljivanja, a nakon toga su iste naslage hidratizirane u kasnoj fazi hlađenja što je dovelo do nastanka perlitne teksture. Hidratacija piroklastičnih naslaga mogla je biti prouzročena prekrivanjem naslaga morskom vodom, odnosno porastom morske razine. Piroklastični tokovi su najčešće karakterizirani teksturom staljivanja u slučajevima da se ne ohlade brzo, odnosno u slučaju smještanja u subaerskim okolišima, ili u slučaju smještenja u morsku sredinu pliću od ukupne debljine piroklastičnog toka, ili pak ako su dugotrajno grijane u kontaku s aktivnim vulkanskim otvoromnom. Obzirom da je kontakt s okolnim, uglavnom karbonatnim naslagama u Donjem Pazarištu nejasan, nije moguće determinirati u kakav je točno okoliš smješten piroklastični tok. No, neposredna blizina karbonatnih naslaga s fosilima zelenih algi ukazuje na plitku marinsku sredinu u vrijeme ili neposredno prije ili nakon smještanja. Obzirom da je u ranije opisanom slijedu (slijedovi Donje Pazarište 1, Donje Pazarište 2 i Donje Pazarište 3) uočena oscilacija morske razine, kao i izronjavanje blokova uslijed tektonike, tada je scenarij smještanja ovog piroklastičnog toka u iznimno plitki marinski okoliš bio moguć i vjerojatan. Perlitna tekstura, uočena u nekim dijelovima izdanaka, ukazuje na nastavak oscilacije morske razine i prekrivanje ovih naslaga morskom vodom u kasnijoj fazi hlađenja. Obzirom na blizinu izdanaka vapnenačkih breča s crvenim vezivom (pretpostavljeno kontinentalno porijeklo), moguć je i scenarij smještanja ovog piroklastičnog toka u subaerskom okolišu.

5.1.3. IZDANAK PODNO BRDA VINAC U BLIZINI BRUŠANA

Podno brda Vinac, (slika 11) u blizini mjesta Brušane uočena je pojava piroklastičnih stijena u nejasnom kontaktu s ladiničkim diplopornim vapnencima (Salopek, 1942). Obzirom na nemogućnost snimanja slijeda naslaga, uzeti su točkasti uzorci piroklastičnih naslaga i vapnenaca najbliže kontaktu.

Vapnenci najbliže pozicionirani piroklastičnim stijenama bijele su do sive boje. Određeni su kao bioklastični pekstoni do floutstoni, te intraformacijske vapnenačke breče (slika 12 C i D). Vapnenci najbliži izdanku piroklastita su silicificirani, što se prepoznaje po nepravilnim nakupinama svijetlo žutih rožnjaka, veličine 1 do 3 cm (slika 12 B). Mikropetrografskom analizom u pekstonskim/floutstonskim varijetetima uočene su zelene alge, i rjeđe foraminifere, uglavnom u mikritnom mulju. Vapnenci su raspucani, a pukotine su

zapunjene krupnim kalcitnim kristalima. Vapnenačke breče sastoje se od klasta bijele do sive boje veličine od 2 do 6 cm. Klasti su uglavnom derivirani od bioklastičnih pekstona i floutstona, a rjeđe su prisutni klasti sa stromatolitnom laminacijom (slika 12 C). Klasti u brečama su gusto pakirani, te je milimetarski prostor među klastima zapunjen materijalom crvenkaste nijanse (slika 12 D). Također se uočava nepravilna silicifikacija kao i u pekstonima/floutstonima.

Vulkanoklastične naslage su određene kao **Facijes piroklastičnoga toka** s određenim ***litotipom staljenih dacitnih ignimbrita*** (sukladno ranijem nalazu, prezentiranom u Preglej, 2006). Stijene su sivo-zelene boje. Jasno se uočava prividno koherenta tekstura. Na izdanku (veličine ca 12 x 4 metra – slika 12 A), su vidljive vertikalne pukotine lučenja. Na pojedinim dijelovima izdanka uočavaju se nodularne, nepravilne nakupine gotovo čistoga kvarca koje moguće predstavljaju mjesta kroz koja je istjecao plin iz naslaga dok su zadržavale visoku temperaturu (slika12 F).

Litotip staljenih dacitnih ignimbrita sastoji se od podjednakog udjela kristalokalsta i fragmenata plovučca, te rjeđe krhotina vulkanskog stakla. Kristaloklasti su uglavnom albiti (utvrđeni EMP analizom) hipidiomorfnih oblika, te kvarc, uglavnom zaobljen, nepravilnog oblika i s čestim elipsoidnim šupljinama unutar klasta. Povremeno se uočavaju kristaloklasti kvarca s resorbcijskim rubovima. Kristaloklasti često pokazuju tzv. *jig-saw fit* strukturu, koja podrazumijeva pucanje kristaloklasta tijekom kretanja piroklastičnog toka. Fragmenti plovučca su vezikularni, spužvastog izgleda, nepravilnog, diskoidalnog i izduženog oblika (slika 13 E, F). Njihova veličina je uglavnom preko 2 mm (veličine lapila). Fragmenti plovučca su alterirani u mikrokristalaste agregate kvarca i klorita. U vezivu se nalaze dominantno krhotine vulkanskog stakla srpastog, igličastog oblika, oblika slova X i Y, i povremeno mjehurastog („*bubble-wall*“) oblika. Gotovo sve krhotine stakla su devitrificirane u agregate mikrokristalastog kvarca i albita, i/ili klorit.

Na procese staljivanja ukazuje oblik vitroklastičnog materijala (krhotine stakla i fragmenti plovučca) koji je često plastično deformiran u kontaktima s kristaloklastima, tijesno sljepljene krhotine stakla, te paralelno usmjerenje vitroklastičnog materijala (slika 13 F).

Mikropetrografskom analizom utvrđena je iznimna sličnost s naslagama **Facijesa piroklastičnog toka** u okolici Donjeg Pazarišta. Razlika između ova dva facijesa očituje se u nedostatku makroperlitne teksture u brušanskim izdancima Facijesa piroklastičnog toka.

Interpretacija Facijesa piroklastičnog toka

Facijes piroklastičnog toka nastao je vulkanskom eksplozivnom erupcijom. Mineralni sastav, i prisustvo krhotina stakla karakterističnih oblika slova X, Y i mjehuraste građe („*bubble-wall*“) svjedoči o erupciji kisele magme koja je generirala piroklastični tok.

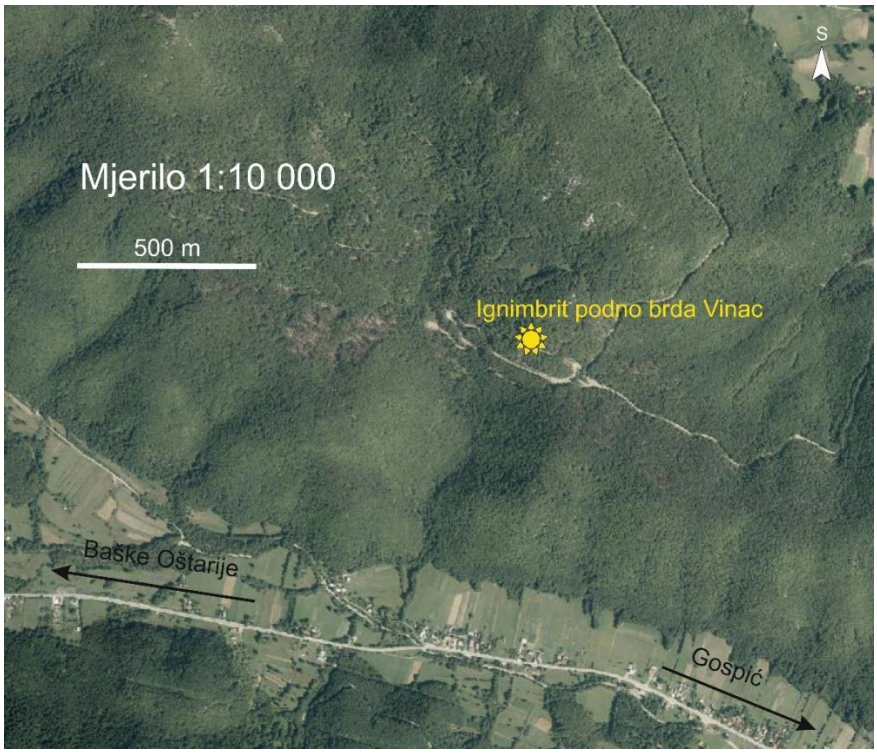
Vertikalno lučenje uočeno na izdanku predstavlja dokaz da su ove naslage staljene (slika 12 E) (lučenje je moguće samo u vulkanskim stijenama i staljenim piroklastitima). Mikropetrografskom analizom utvrđene činjenice: poput tijesnog zbijanja krhotina stakla, savijanje fragmenata plovučca oko kristaloklasta, kao i pojava kristaloklasta kvarca s resorpcijskim rubovima izravni su pokazatelj procesa staljivanja *(wellding).*

Jig-saw fit struktura kristaloklasta nastaje fragmentacijom uslijed kretanja piroklastičnog materijala (McPhie et al., 1993). Na kretanje piroklastičnog materijala u izdvojenim naslagama ukazuje i eutaksitično usmjerenja krhotina vulkanskog stakla.

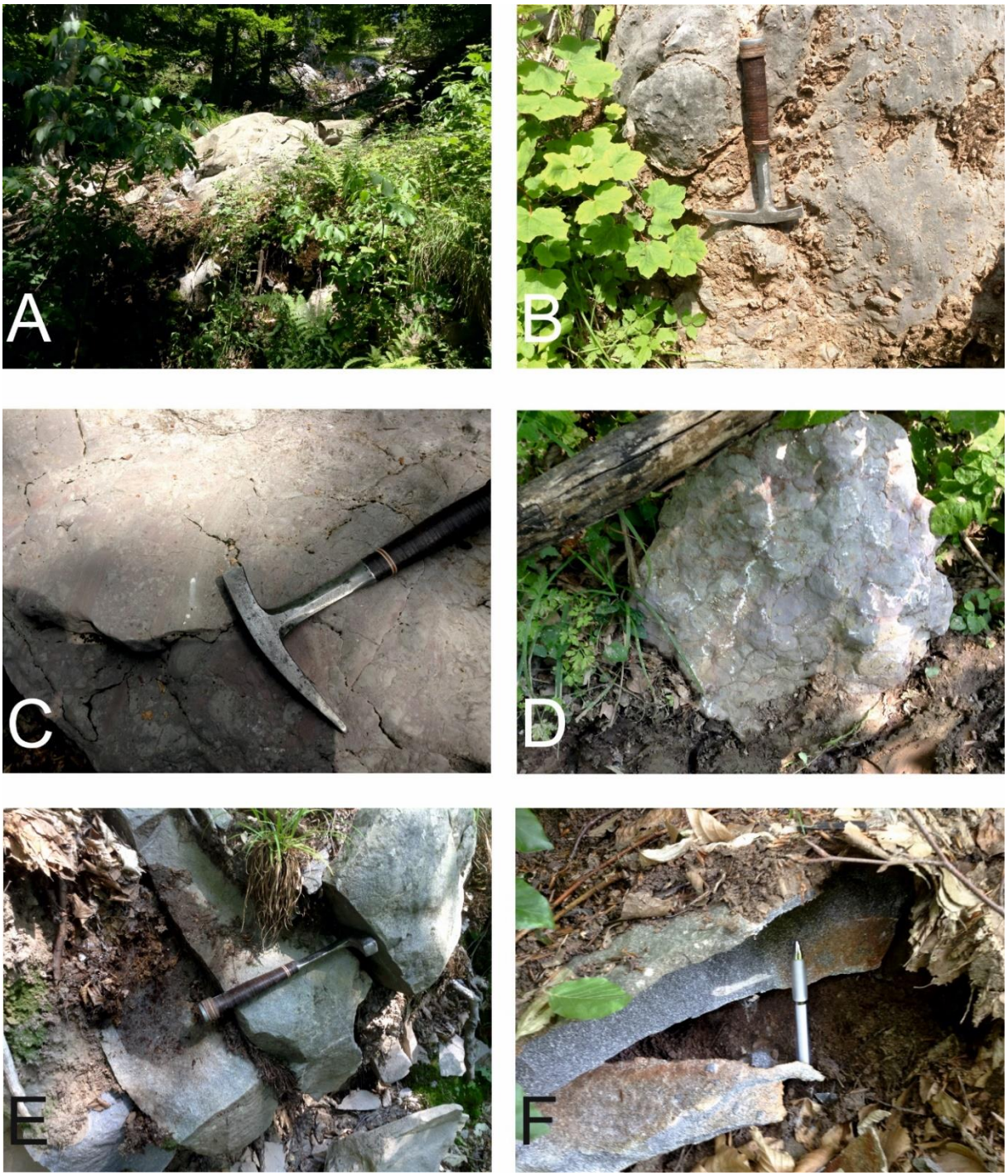
Naslage ovog facijesa nastale su eksplozivnim erupcijama kisele magme. Piroklastični materijal je subaerski transportiran piroklastičnim tokom do mjesta smještanja. Na subaerski transport i smještanje ukazuju procesi staljivanja koji su mogući jedino u slučajevima kada piroklastični materijal zadržava visoku temperaturu određeni period vremena i sporo se hladi. Piroklastični tokovi najčešće pokazuju strukturu staljivanja u slučajevima da se: 1) smjeste u subaerskim okolišima, ili u slučajevima da su 2) smješteni u morsku sredinu pliću od ukupne debljine piroklastičnog toka, ili ako su 3) dugotrajno grijani u kontaktu s aktivnim vulkanskim otvorom. Obzirom na neposredni kontakt s okolnim uglavnom karbonatnim naslagama bogatim algama (plitkomarinski okoliš) i vapnenačkim brečama s crvenkastim vezivom (intraformacijske, moguće povremeno izronjene breče), moguće je pretpostaviti da je piroklastični tok bio smješten u subaerski okoliš ili u iznimno plitko more. Uzevši u obzir oscilaciju morske razine opisanu na lokalitetu Donje Pazarište, te tektonsku aktivnost koja je dovela do izronjavanja pojedinih dijelova obilježenim karbonatnom sedimentacijom, moguće je da je piroklastični tok bio smješten u subaerskim uvjetima. Mineraloška sličnost, kao i sličnost dijagrama rijetkih zemalja između uzoraka Facijesa piroklastičnog toka s lolatiteta Donje Pazarište, i Facijesa piroklastičnog toka s lokaliteta Brušane, otvara mogućnost da su ova dva istražena izdanka pripadala jednom piroklastičnom toku. Piroklastični tokovi mogu se rasprostirati i do nekoliko stotina kilometara i prekrivati i do desetke tisuća kvadratnih kilometara (Branney & Kokelaar, 1992; Myers & Brantley, 1995), a njihova mobilnost ovisi o gravitacijskim procesima i intenzitetu inicijalne eksplozivne erupcije. Današnja udaljenost između lokaliteta Donje Pazarište i Brušane iznosi oko 15 km, a prema Sokač et al, (1976) izdanci piroklastičnoga toka oba lokaliteta pripadaju istoj tektonskoj jedinici, stoga je moguće njihovo istovjetno porijeklo.

Razlika koja se očituje nedostatkom makroperlitne teksture u Facijesu piroklastičnog toka na lolalitetu Brušane, za razliku od izdanaka s lokaliteta Donje Pazarište, pokazuje kako brušanski piroklastični tok nije bio hidratiziran u kasnoj fazi hlađenja odnosno nije bio doveden

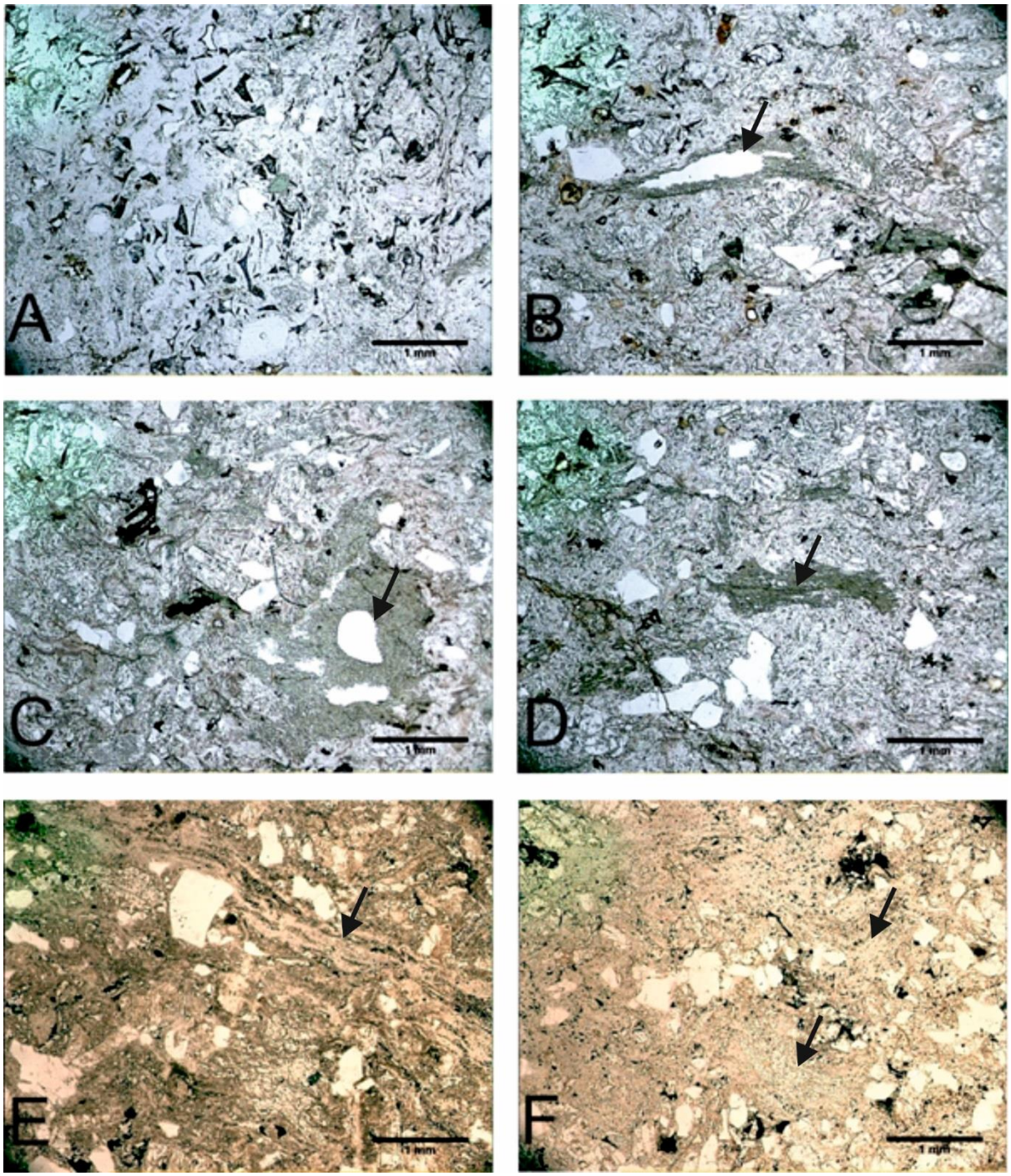
u kontakt s vodom. To bi moglo značiti kako je piroklastični tok s lokaliteta Donje Pazarište bio smješten bliže marinskom okolišu.



Slika 11. Mikrolokacija izdanka ignimbrita podno brda Vinac. Žuta zvjezdica označava lokaciju istraživanog izdanka.



Slika 12. Fotografije izdanaka piroklastita i okolnih stijena podno brda Vinac. A) Fotografija izdanka naslaga piroklastičnog toka. Veličina izdanka je 12x4 m. B) Vapnenci u neposrednom kontaktu s naslagama piroklastičnog toka su intenzivno silicificirani. C) Vapnenačke breče koje se sastoje od različitih fragmenata vapnenaca, među ostalima i fragmentima sa stromatolitnom laminacijom, vidi se blago crvenkasto vezivo među klastima. D) Vapnenačke breče s crvenkastim vezivom koje ukazuju na subaersko porijeklo. E) Vertikalne pukotine lučenja u izdancima ignimbrita (smjer glave čekića). F) Nepravilne domene gotovo čistog SiO_2 u ignimbritima predstavljaju mjesta izlaska volatila iz vrućih naslaga.



Slika 13. Mikrofotografije točkastih uzoraka ignimbrita iz okolice Donjeg Pazarišta A-D, i podno brda Vinac, s lokaliteta Brušane E-F. A) Mikrofotografija uzorka iz ignimbritnog izdanka nedaleko završetka snimanog profila Donje Pazarište 3. Na fotografiji se vide krhotine stakla oblika slova V, X, Y, srpastog, pločastog i igličastog oblika. Neke od krhotina su potpuno alterirane i devitrificirane u opake minerale. Osim vitričnog materijala, prisutni su i kristaloklasti kvarca i feldspata. Lokalitet Donje Pazarište IGB (uzorak DP-IGB 2) B) Dominantno vitroklastični materijal u uzorku. Krhotine stakla su savijene i sljepljene, što ukazuje na procese staljivanja. Fragment plovučca u središtu fotografije ima oblik *fiamma*. Središte fragmenta plovučca sadrži oble ili zvjezdaste pukotine koje su interpretirane kao litofize - strelica (uzorak DP-IGB 4). C) Fragment plovučca s utisnutim kristaloklastom kvarca koji pokazuje resorpcijske rubove - strelica. Prisutne su staljene krhotine stakla. Isti uzorak kao i B. D) Fragmenti plovučca imaju oblike *fiamma* - strelica. Kristaloklasti kvarca s oblim šupljinicama ukazuju na nastanak iz eksplozivnih erupcija bogatih volatilima (uzorak DP-IGB 3). E) Izduženi fagmenti plovučca imaju oblike *fiamma* - strelica. Kristaloklasti kvarca se utiskuju u fragmente plovučca. Lokalitet Vinac, uzorak VI-8. F) Savijeni, deformirani fragmenti plovučca u kontaktima s kristaloklastima - strelica. Vitrični materijal je staljen. Lokalitet Vinac, uzorak VI-10.

Organizacija facijesa na lokalitetu Donje Pazarište

U snimljenim profilima Donje Pazarište 1, Donje Pazarište 2 i Donje Pazarište 3 izdvojeno je 6 različitih facijesa koji ukazuju na različite taložne okoliše i mehanizme postanka. Generalno se može uočiti stalni utjecaj tektonske i vulkanske aktivnosti.

Slijed započinje dubljevodnim okolišem, s taloženjem **Facijes fliša (FF)** koji predstavlja jedini dominantno siliciklastični facijes. Siliciklastični detritus u pješčenjacima je vulkanogenog porijekla. Naslage ovog facijesa taložene su turbiditnim tokovima, i vjerojatno predstavljaju Td i Te turbiditne intervale, obzirom na povremenu horizontalnu laminaciju u slojevima pješčenjaka i na njima taloženi homogeni madston. Prema vršnom dijelu facijesa pješčenjački materijal okrupnjava, vjerojatno zbog približavanja izvorišnom području, odnosno oplićavanju taložnog prostora. Taloženje putem trubiditnih tokova podrazumijeva postojanje podmorske padine niz koju je materijal transportiran u dublje, moguće suboksične, dijelove taložnog bazena (Sokač et al, 1976).

Facijes karbonatnih šejlova (KŠ) taložen je u nešto plićem okolišu otvorene komunikacije sa širim morskim prostorom, što potvrđuju fosili pelagičkih organizama. Prijelaz iz siliciklastične sedimentacije (**Facijesa FF**) u karbonatnu sedimentaciju (**Facijesa KŠ**) je postupan. **Facijes karbonatnih šejlova** djeluje jednoliko i bez jasno odredivih slojnih ploha. Jedina promjena litologije očituje se u povremenoj pojavi tankih proslojaka piroklastita. **Facijes karbonatnih šejlova** taložen je u pelagičkom mirnom taložnom prostoru iznad CCD linije slijeganjem iz suspenzije karbonatnog mulja i pelitnog sedimenta. Vulkanska aktivnost se intenzivira prema mlađim naslagama. U početku se pojavljuju tanki centimetarski slojevi zelenih vitroklastičnih tufova kao proslojci između decimetarskih karbonatnih šejlova.

U vertikalnom slijedu Donje Pazarište 1 i Donje Pazarište 2 na **Facijes karbonatnih šejlova** kontinuirano se taloži **Facijesa sineruptivno pretaloženih piroklastita (PP)**. Ovaj facijes označava intenziviranje vulkanske aktivnosti. Sastoji se od različitih varijeteta piroklastita (kristaloklastičnih do vitroklastičnih tufova), različitog granulometrijskog sastava piroklastičnog materijala (od lapila do sitnog vulkanskog pepela). Na slojeve koso i horizontalno laminiranih kristloklastičnih tufova u kontinuitetu se talože horizontalno laminirani vitroklastični tufovi, što je interpretirano pretaloživanjem gravitacijskim tokovima. Ove osobine piroklastita odražavaju procese pretaloživanja primarno akumuliranog piroklastičnog materijala, a predstavljaju turbiditnu sekvenciju, s izostankom Ta i Tb intervala turbiditne sekvencije. Koso laminirani kristaloklastični tufovi predstavljaju interval Tc turbiditne sekvencije, horizontalno laminirani kristaloklastični tufovi – Td interval,

horizontalno laminirani i homogeni vitroklastični tufovi u čijem sastavu dominira sitni vulkanski pepeo (veličine čestica prema Fisher, 1960, 1961) - Te interval trubiditne sekvencije. Piroklastična turbiditna sekvencija taložena je u okolišu iznad CCD linije gdje je povremeno, zajedno s piroklastičnim materijalom, taložen i karbonatni mulj. Za taloženje ovog facijesa također se pretpostavlja dublji marinski okoliš, odnosno postojanje prostora s primarnom akumulacijom piroklastita i kretanje gravitacijskog toka duž padine.

Facijes pločastih vapnenaca s piroklastitima (PV) odražava taloženje u nešto plićim dijelovima marinskog prostora. U ovom se facijesu može uočiti izmjena vapnenačkog i piroklastičnog materijala. Pristutni su vapnenci pekstonskog i vekstonskog tipa te litoklastični vapnenci. Pojava ovih vapnenačkih varijeteta može se promatrati kao taloženje u nešto plićem okolišu nego ranije. Pojava **Facijesa vapnenačkih breča (VB)** ukazuje na periode naglog tektonski uvjetovanog, produbljavanja, koji se ponavljaju tri puta. Početak ciklusa obilježen je naglim tektonski izazvanim produbljenjem i taloženjem Facijesa vapnanačkih breča iz detritnih tokova ili odrona materijala u nastala podmorska korita. U podmorskim koritima, zajedno s klastima vapnenaca taložen je i karbonatni mulj s pelagičkom biotom. Litoklastični tipovi vapnenaca taloženi su također iz gravitacijskih tokova, vjerojatno razrijeđenih detritnih tokova koji poprimaju karakteristike turbidita, a talože se neposredno nakon vapnenačkih breča.

Pekstonski vapnenci s bentičkim i pelagičkim fosilima taloženi su u trenutno oplićenom okolišu, dok su vekstonski vapnenci taloženi bez utjecaja morskih struja, u mirnom dubljevodnom okolišu niske energije, s dominatno pelagičkom faunom.

Facijes slampiranih vapnanaca, piroklastita i rožnjaka nastao je u dominantno karbonatnom taložnom okolišu s konstantnim donosom piroklastičnog materijala, padom iz zraka i njegovim pretaloživanjem gravitacijskim mehanizmom. Naslage Facijesa slampirnih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka taložene su na nestabilnim padinskim prostorima odakle je, još nelitificirani materijal, bio sklon kretanju niz padinu uz formiranje slampova. Prisutnost slampova svjedoči o povećanju nagiba padine, vjerojatno usljed intenziviranja tektonskih procesa (normalnim rasjedanjem) i postanjka graba/polugraba. Paralelno tektonskoj aktivnosti, intenzivira se i vulkanska aktivnost.

5.1.4. TALOŽNI MODEL ZA LOKALITET DONJE PAZARIŠTE

Karakteristike istraženog slijeda Donje Pazarište ukazuju da su procesi sedimentacije bili povezani s aktivnom tektonikom, normalnim rasijedanjem te izdizanjem i spuštanjem blokova. Slijed naslaga snimljen u profilu Donje Pazarište započinje u dubljevodnom marinskom okolišu taloženjem **Facijesa fliša** (slika 14 A). Pješčenjaci i pelitni sedimenti talože

se iz turbiditnih tokova. Prisutnost vulkanogenih pješčenjaka svjedoči o postojanju magmatskih, odnosno vulkanoklastičnih stijena u kontinentalnom zaleđu koje se troši. Smanjenje i konačni prestanak donosa siliciklastičnog materijala omogućilo je polaganu uspostavu karbonatne sedimentacije. Vjerojatni razlog za prestanak siliciklastičnog donosa je zaravnjivanje izdignutih magmatskih područja u zaleđu. Na Facijes fliša taloži se **Facijesa karbonatnih šejlova**, a prisustvo amonita, tankoljušturastih školjkaša, radiolarija i krinoida u njima svjedoči o taloženju u još uvijek dubljevodnom pelagičkom okolišu s otvorenom komunikacijom s oceanskim prostorom (slika 14 A). Porast karbonatne komponente prema mlađim naslagama ide u prilog smirivanju tektonske aktivnosti i/ili polaganom oplićavanju prostora. Pojava piroklastičnih proslojaka u Facijesu karbonantih šejlova svjedoči o intenziviranju vulkanske aktivnosti. **Facijesa sineruptivno pretaloženih piroklastita** s metarskim slojevima kristaloklastičnih tufova ukazuje na snažne erupcije koji su producirale značajnu količinu piroklastičnog materijala. Geokemijski je određen andezitni sastav piroklastita. Piroklastični materijal vjerojatno je padom iz zraka bio prvotno smješten na kopno ili u pliće marinske prostore odakle je morskim strujama prerađen te u konačnici, gravitacijskim tokovima turbiditnog tipa, pretaložen u dublje dijelove taložnog okoliša (slika 14 B). Na turbiditni mehanizam taloženja ukazuje normalna gradacija i prijelaz iz kristaloklastičnih u potpuno vitroklastične tufove (separacija materijala u turbiditnom toku) i taložne teksture koje ukazuju na vučni transport klasta, te horizontalna laminacija u vitroklastičnim litotipovima. Taloženje putem turbiditnih tokova podrazumijeva postojanje podmorskih padina niz koje se nakupljena količina piroklastita prenosi. Pojava tufova u **Facijesu pločastih vapnenaca s piroklastitima** sasvim sigurno sugerira uspostavu dominantno vapnenačke sedimentacije utjecanu vulkanskom aktivnošću. Kemijski sastav piroklastita ukazuje na isto porijeklo kao u Facijesu sineruptivno pretaloženih piroklastita (andezitni). Slojevi tufova u Facijesu pločastih vapnenaca s piroklastitima znatno su tanji od tufova u Facijesu sineruptivno pretaloženih piroklastita. Takva promjena u debljinama mogla bi značiti privremeno jenjavanje vulkanske aktivnosti ili udaljavanje aktivnih vulkanskih centara koji su producirali piroklastični materijal dalje od taložnog okoliša. Piroklastični materijal tufova taloži se u ovom facijesu padom iz zraka. Akrecijski lapili akumulirani u nekim proslojcima, upravo govore o njihovoj subaerskoj genezi, a zatim o taloženju u marinski prostor (slika 14 C). U sastavu pločastih vapnenaca ima i litoklasta subtajdalnih/intertajdalnih vapnenaca. Ovi varijeteti egzistiraju lateralno na prostoru rampe, a njihov detritus nalazimo u sastavu vapnenačkih breča i litoklastičnog vapnenca. Među pločastim vapnencima dominiraju pekstoni i vekstoni, uglavnom s tankoljušturastim školjkašima i radiolarijama. Svaka pojava

Facijesa pločastih vapneaca započinje litoklastičnim vapnencom koji je interpretiran taloženjem iz turbiditnog toka razvijenim iz detritnog toka. Oscilacije morske razine su mogle biti eustatičke, ali je vjerojatnije da ih uzrokuje povremena aktivacija tektonskih kretanja, prilikom čega jedan dio prostora ima tendenciju pucanja i produbljivanja uz nastajanje dubljevodnih korita, dok se dijelovi izdižu (uzdignuti blokovi) te su u uvjetima izdizanja podvrgnuti otapanju i mehaničkom usitnjavanju (slika 14 D). U podmorskim koritima taloži se **Facijes vapnenačkih breča** sastavljenih od materijala s izdignutih blokova.

Breče se talože iz detritnih tokova ili odrona. Dio valutica svjedoči da su porijeklom iz plitkog marinskog okoliša. Ovakve plitkomorske karbonatne naslage zabilježene su u Vanjskim Dinadirima u vrijeme anizika i ladinika (Salopek, 1942; Grimani et al., 1972; Ivanović et al., 1973; Šušnjar et al., 1973; Sokač et al, 1976; Korolija et al., 1979; Bukovac et al., 1983). Vapnenačke breče izmjenjuju se s Facijesom pločastih vapnenaca s piroklastitima čineći tri opetovana ciklusa. Svaki ciklus započinje naglim tektonskim spuštanjem i taloženjem vapnenačkih breča (slika 14 D). Tektonika koja je vjerojatno povezana s magmatskom aktivnošću i vulkanizmom, bila je okidač za pokretanje velikih količina vapnenačkog klastičnog materijala nagomilanih u plićim, rubnim dijelovima bazena. Ovakvi događaji bili su kratkotrajni i nakon njihova taloženja ponovno su taloženi pelagički tipovi vapnenaca te piroklastiti, kao i prije intenzivne tektonske aktivnosti. O pelagičkom okolišu otvorenog mora svjedoče radiolarije i tankoljušturasti školjkaši. Slična situacija zabilježena je i u Julijskim Alpama u Sloveniji (Celarc et al., 2013), i ostalim dijelovima Južnih Alpa (Farabegoli et al, 1984; Farabegoli et al., 1985; De Zanche et al., 1993; Gianolla et al., 1998; Venturini, 2006; Berra & Carminati, 2010). Celarc et al. (2013) navode postojanje malih, plitkih polu-graben sturuktura koje su bile zapunjene megabrečama (tzv. „Uggowitza breče“), a za koje autori smatraju da su nastali detritnim tokovima ili odronima s povišenih blokova. Zanimljivo je kako se nakon svakog takvog horizonta breča pojavljuju kristaloklastični i vitroklastični tufovi, pa se nameće objašnjenje kako je izdizanje i spuštanje blokova povezano i s periodima erupcija koje produciraju piroklastični materijal. Pojava akrecijskih lapila u slojevima vapnenaca nakon breča, ali i u slojevima piroklastičnog materijala izravno ukazuje na povezanost subaerskih vulkanskih erupcija s tektonikom.

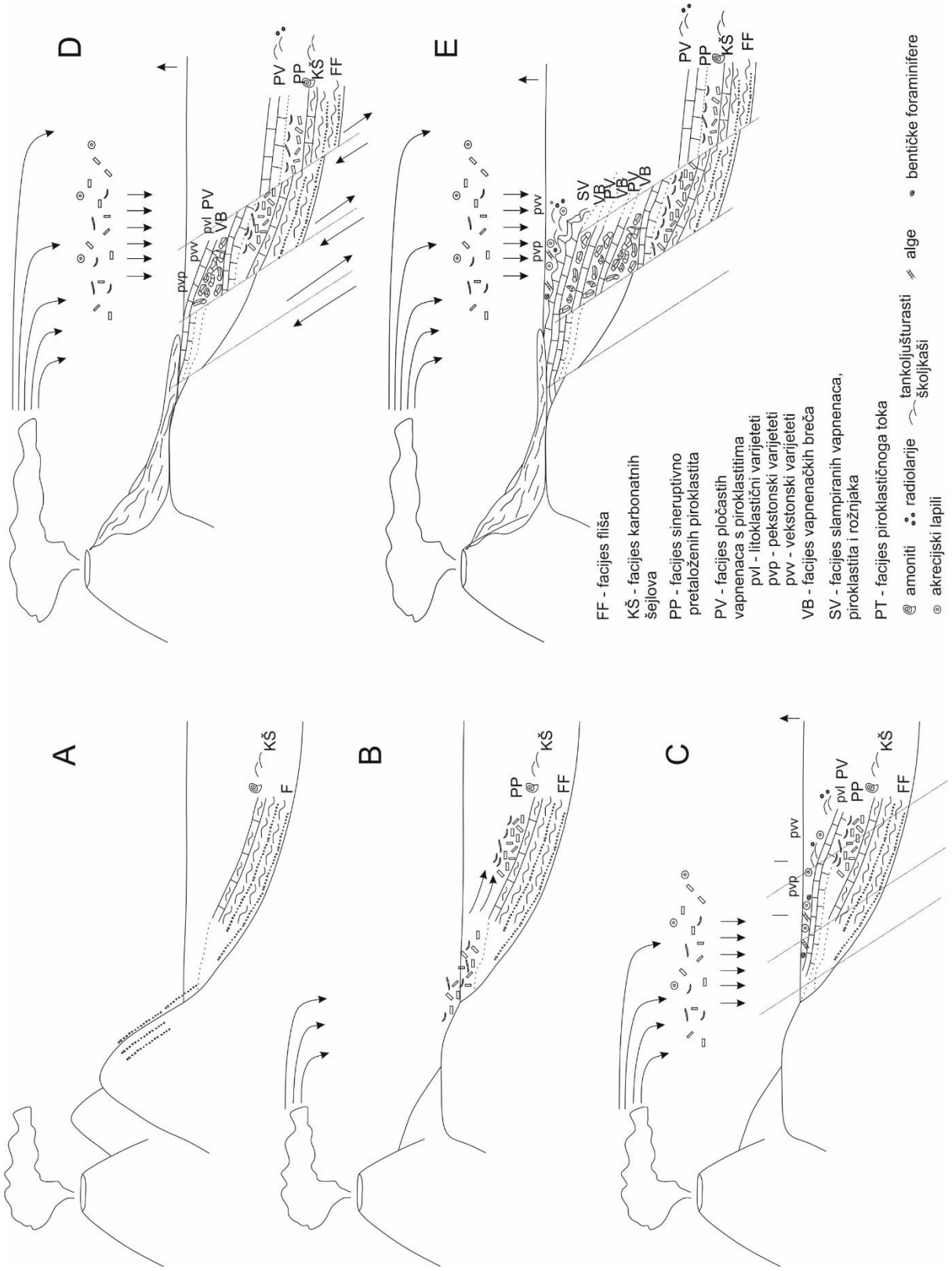
Pojave akrecijskih lapila Marci et al. (1991) odredili su kao koncentrične akrecijske lapile, nastale u vanjskoj zoni vulkanskog oblaka gdje se miješaju suhe i vlažne zone, a navode i kako su takvi lapili mogli nastati iz vulkanskog otvora udaljenog i do 500 km od mjesta taloženja.

Facijes slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka (zabilježen u slijedu Donje Pazarište 3) svjedoči o taloženju na nestabilnim podmorskim padinama pelagičkog okoliša. Talože se tanki slojevi vapnenačkih turbidita, pelagičkih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka. U taložni okoliš učestalo pristiže pretaloženi piroklastični materijal, a dio se taloži padom iz vulkanskog oblaka. Kontinuiranim tektonskim pokretima ustrmljuje se podmorska padina što dovodi do slampiranja (slika 14 E). Kemijski sastav piroklastita ovoga facijesa promijenio se i odgovara dacitnom sastavu.

Nedaleko mjesta gdje je završeno snimanje slijeda Donje Pazarište 3 uočena je pojava staljenog dacitnog ignimbrita opisanog u Facijesu piroklastičnog toka. Tekstura staljivanja određena je na temelju velikog broja kvarcnih zrna s resorpcijskim rubovima, fragmenata plovučca koji su savijeni u kontaktu s klastima kvarca i plagioklasa, savijanju biotita u kontaktu s drugim kristaloklastima i slijepljenih krhotina stakla (Smith, 1960; Ragan & Sheridan, 1972; Reihle, 1973). Staljivanje je često znak taloženja iz piroklastičnih tokova, i pokazatelj je vrlo visoke temperature ignimbrita u trenutku taloženja, te njegovog polaganog hlađenja. Tako vrući materijal mogao se još donekle i taliti, te gusto stisnuti. Pri višim temperaturama i minerali se ponašaju plastičnije pa je time savijanje štapićastih minerala bilo moguće. Staljivanje u takvom piroklastičnom toku moguće je ukoliko je materijal primarno smješten u subaerske uvjete ili u posebnim submarinskim uvjetima. Obzirom da je ustanovljeno kako je taložni okoliš bio pod iznimnim utjecajem tektonike koja je dovodila do povremenog izronjavanja dijelova obilježenih karobnatnom sedimentacijom, ovaj scenarij čini se moguć. No blizina plitkomorskih vapnenaca za koje je prema OGK list Gospić (Sokač et al, 1974, 1976) određena ladinička starost, s velikom količinom diplopora ukazuje da je okolina bila relativno plitka, a uz stalne oscilacije morske razine mogla je biti i izronjena u određenom trenutku. Kontakt ignimbrita i diplopornih vapnenaca nije otkriven, i nije jednostavno odrediti u kakvom su superpozicijskom odnosu. Sasvim je sigurno da je ignimbrit nastao iz istog vulkanskog izvora kao i ostali piroklastični materijal obzirom na raspodijelu elemenata u tragovima i elemenata rijetkih zemalja (Poglavlje 5.6. Geokemija, posebice 6.4.2. i 6.4.3. Interpretacija spider dijagrama i dijagrama rijetkih zemalja). Problem njegove korelacije za sada ostaje neriješen, ali regionalno pripada istom vulkanizmu kao i piroklastiti u slijedovima Donje Pazarište 1, Donje Pazarište 2 i Donje Pazarište 3. Obzirom na uočenu makroperlitnu teksturu, koje ukazuje na hidrataciju naslaga u kasnoj fazi hlađenja (Ross & Smith, 1955; Allen, 1988; Yamagashi & Goto, 1992), u izdancima Facijesa piroklastičnog toka u okolici Donjeg Pazarišta vjerojatno je nakon stanovitog vremena, u kojima je došlo do staljivanja, morska voda prekrila naslage piroklastičnog toka i uzrokovala postanak makroperlitne strukture.

Staljeni dacitni ignimbriti podno brda Vinac kod Brušana pokazuje geokemijski, genetski i mikropetrografski jednake značajke sa staljenim dacitnim ignimbritima iz okolice Donjeg Pazarišta. Razliku čini jedino izostanak makroperlitne teksture u ignimbritima podno brda Vinac. To bi moglo značiti da Facijes piroklastičnog toka podno brda Vinac nije bio zahvaćen naknadnim utjecajem morske vode, već je ignimbrit dulje vrijeme ostao u subaerskim uvjetima.

Slijedom promjena facijesa generalno možemo zaključiti kako ukupni razvoj naslaga na lokalitetu Donje Pazarište ukazuje na složenu diferencijaciju taložnog okoliša, uz intenzivne tektonske pokrete i permanentnu vulkansku aktivnost.



Slika 14. Pretpostavljeni taložni model za lokalitet Donje Pazarište.

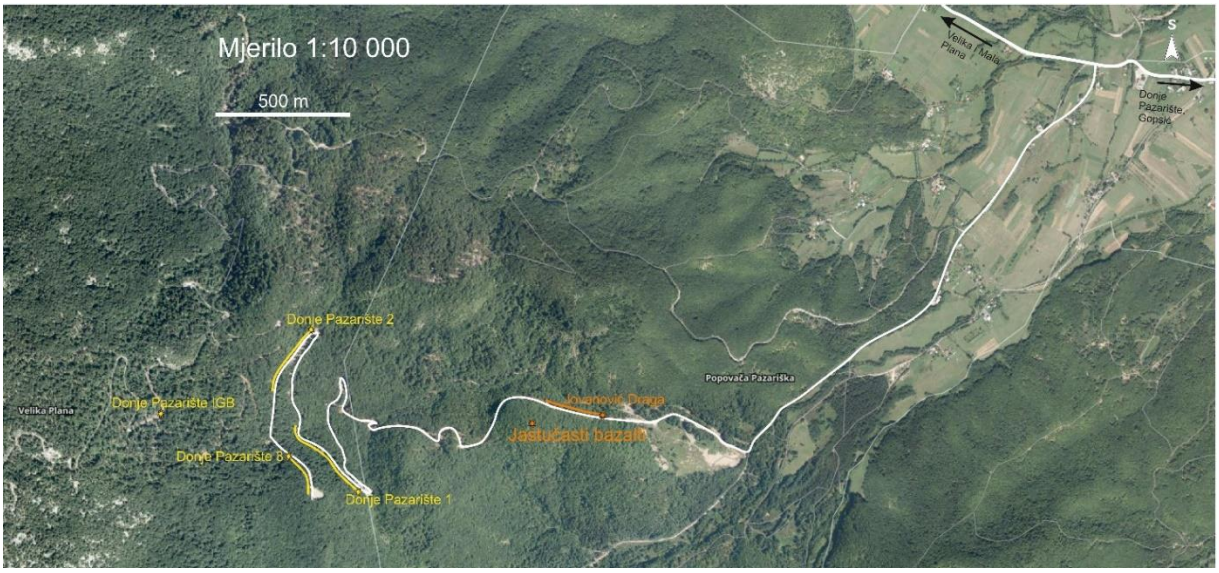
Slika 14. Pretpostavljeni razvoj facijesa i rekonstrukcija taloženja naslaga na lokalitetu Donje Pazarište. A) Taloženje Facijesa fliša (FF) terigenog magmatskog porijekla u dublji marinski okoliš putem turbiditnih tokova niz podmorsku padinu. Nakon oplićavanja prostora i prestanka siliciklastičnog donosa razvija se Facijes karbonatnih šejlova (KŠ) u oplićenom dijelu taložnog okoliša s pelagičkom faunom i makrofosilima amonita. B) Nakon erozije izdignutih područja koja su producirala siliciklastični materijal prostor postaje zaravnjeniji. Vulkanska aktivnost producira piroklastični materijal koji se taloži u plitkim marinskim okolišima nastalim nakon zapunjavanja Facijesima fliša (FF) i karbonatnih šejlova (KŠ) te se nakon privremenog smještanja resedimentira u dublji marinski okoliš putem turbiditnih tokova piroklastičnog materijala, što dovodi do separacije kristaloklastičnih i vitroklastičnih tufova u Facijesu sineruptivno pretaloženih piroklastita (PP). C) U oplićenim prostorima i prestankom siliciklastičnog donosa talože se karbonatne naslage Facijesa pločastih vapnenaca s piroklastitima (FPV). Vulkanska aktivnost je učestala pa je piroklastični materijal prisutan kao proslojci u vapnenačkim slojevima. Tektonska aktivnost i porast razine mora uzorkuje cikličku pekstonskih (pvp) i vekstonskih vapnenaca (pvv). D) Nagla tektonska aktivnost uzrokuje izdizanje i spuštanje blokova te nastaju korita koja su zapunjena vapnenačkim klastima s izornjenih terena. Facijes vapnačkih breča (VB) nastaje mehanizmima detritnih tokova ili odrona. Pelagička fauna ukazuje na taloženje u uvjetima otvorenih marinskih prostora. Kao završni dio turbiditnog toka talože se litoklastični vapnenci (pvg). Nakon zapunjavanja korita nastavlja se taloženje karbonatnih naslaga uz intenzivniji donos piroklastičnog materijala i marinska transgresija Facijesa pločastih vapnenaca s piroklastitima (PV). U međuvremenu na izronjenim blokovima mogao je nastati Facijes piroklastičnog toka (PT). E) Tektonski pokreti koji uzrokuju nastanak podmorskih korita ponavljaju se u tri ciklusa, a nakon posljednjeg nastaje nestabilna podmorska padina na kojoj se taloži Facijes slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka (SV). Taloženje naslaga na nestabilnoj padini uzrokuje njegovo slampiranje. Promjena u piroklastičnom materijalu iz neutralnih u kisele tufove ukazuje na evoluciju magmatskog sustava. U subaerskim uvjetima mogao je nastati Facijes piroklastičnoga toka (PT).

5.2. LOKALITET JOVANOVIĆ DRAGA

U okolici Donjeg Pazarišta bilo je moguće pratiti profil vulkanoklastita Jovanović Draga debljine 81 m i povezanu pojavu bazalta u blizini (slika 15). U slijedu Jovanović Draga (slika 17) definiran je **Facijes hijaloklastita** dok se nešto dalje od njega nalazi pojava efuzivnih stijena izdvojena kao Koherentni Facijes nazvan tako budući za razliku od prethodnog facijesa ovdje nije bilo fragmentacije bazaltne lave.

Pojava bazalta **Koherentnog Facijesa (KF)** utvrđena u na Osnovnoj geološkoj karti 1:100 000 listu Gospić (Sokač et al., 1974), nalazi se na dva istaknuta vrha. Profil Jovanović Draga se nalazi podno tih vrhova, na istoj lokalnoj šumskoj cesti kao i prethodna tri opisana profila Donje Pazarište 1, 2, 3 (DP-1, DP-2, DP-3), no veza s tim profilima nije jasna. Moguće je da se naslage profila DP nastavljaju na stijene opisane u profilu Jovanović Draga, ali to nije bilo moguće dokumentirati na terenu.

Terenskim istraživanjem nije ustanovljen kontakt između bazalta i vulkanoklastičnih naslaga podno njega (profil Jovanović Draga).



Slika 15. Topografska karta s istraživanim lokalitetima. Zvjezdica označava početak profila ili točkasti uzorak istraživanih naslaga. Bijela linija predstavlja šumsku cestu duž koje su snimani profili Jovanović Draga, Donje Pazarište 1, Donje Pazarište 2 i Donje Pazarište 3. Narančaste i žute linije označavaju duljinu ceste duž koje su snimani profili. Izvor: geoportal.dgu.hr

5.2.1. KOHERENTNI FACIJES **(KF)** se sastoji od tamno zelenih, do crnih bazalta koji se pojavljuju u jastučastim formama (slika 16 A). Promjer pojedinih jastučastih formi varira od 0,5 do 1 m. Bazalti se odlikuju makroskopski vidljivom porfirnom struturom pri čemu se kao fenokristali javljaju olivin i piroksen. Mjestimično je moguće uočiti procese autofragmentacije bazalta (slika 16 B). U prostorima između jastučastih formi mogu se uočiti fragmenti veličine

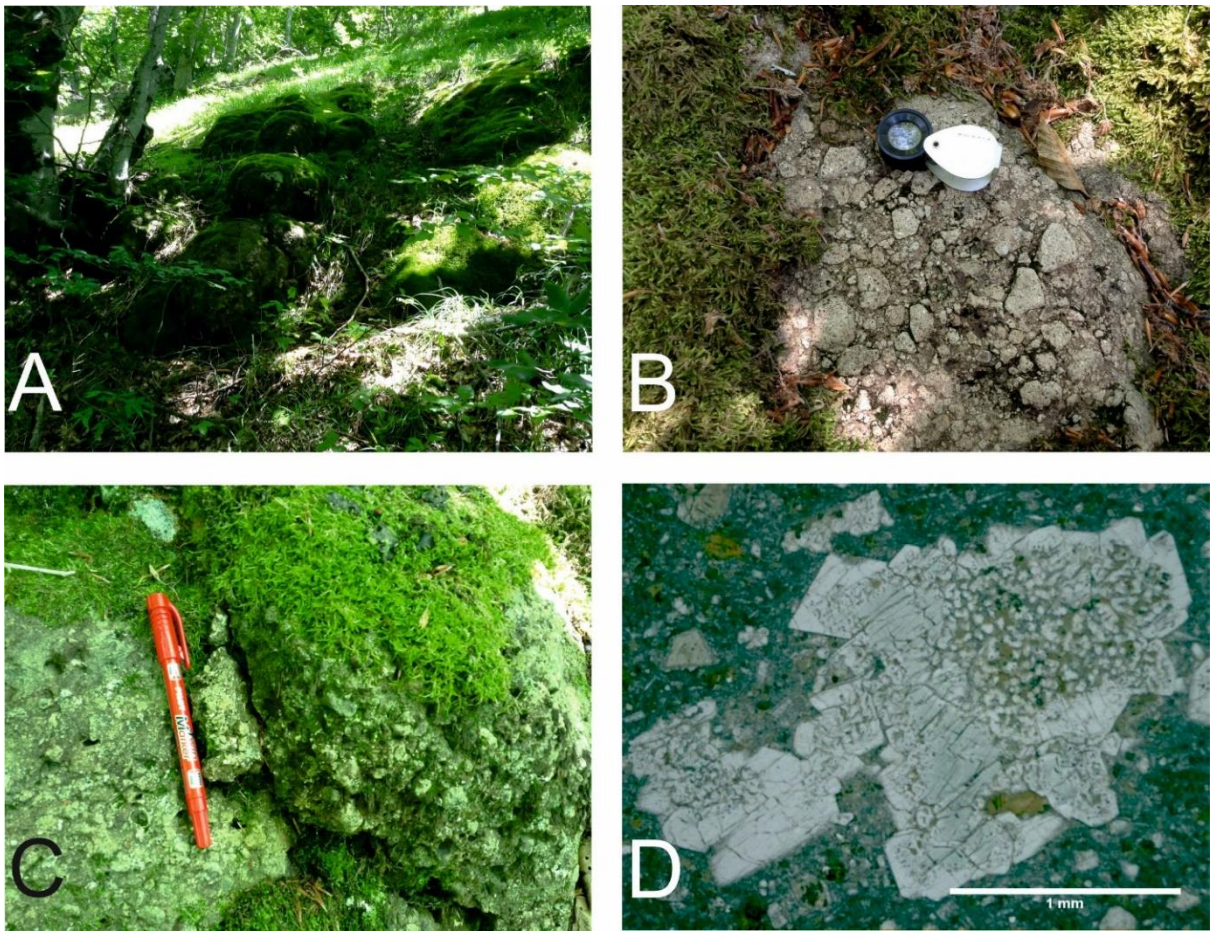
do 2-3 cm, istoga mineralnog sastava pri čemu se kao vezivo javlja sitniji detritični materijal (slika 16 C). Mikropetrografskim analizama utvrđen je litotip jastučastih olivinskih bazalta.

Litotip jastučastih olivinskih bazalta je prepoznatljiv po jastučastim formama bazalta. Stijene su tamno zelene do crne boje, porfirne teksture.

Mikropetrografski je uočeno da stijene ovoga litotipa imaju uglavnom porfirnu, rjeđe glomeroporfirnu teksturu. Fenokristali olivina veličine su do dva milimetra, ali su loše vidljivi uslijed serpentinizacije. U sastavu su, osim olivina, u velikom udjelu prisutni fenokristali klinopiroksena i ortopiroksena, veličine od 0,35 mm do 2,5 mm, pri čemu su klinopirokseni veličine do 0,7 mm, a ortopirokseni su obično veći od 1 milimetar. Pirokseni su idiomorfnih do hipidiomorfnih oblika. Ponekad se u piroksenima može uočiti zonalnost i „sitasta“ struktura (podjednako u klino- i ortopiroksenima). Sitasta građa manifestira se šupljinama taljenja u središtu, dok je na rubovima vidljiv ponovni rast potpuno svježe mineralne faze. Fenokristali su različitim intenzitetom zahvaćeni alteracijom u mikrokristalaste agregate klorita. Između fenokristala nalazi se tamno zelena, smeđa do crna hijalina osnova. Rijetko se u njoj mogu prepoznati sitni štapićasti minerali plagioklasa veličine do 0,02 mm.

Interpretacija Koherentnog Facijesa:

Koherentni Facijes s litotipom jastučastih olivinskih bazalta nastao je izlijevanjem bazaltne lave u marinsku sredinu. Raspucale površine jastučastih formi nastale su hlađenjem lave. Tako raspucali materijal tvori fragmente koje je moguće uočiti u prostorima između jastučastih formi (Slika 16 C). Sitasta građa fenokristala piroksena ukazuje na procese taljenja piroksena, te njihovog ponovnog rasta. Zonalna zrna piroksena u kojima se već mikropetrografskim analizama primjećuje drugačija optička orijentacija jezgre zrna i vanjskih dijelova označava kristalizaciju u različitim PT-uvjetima. EMP analizom potvrđena je razlika u odnosima Al_2O_3 između jezgre i rubova kristala piroksena što je interpretirano kao razlika u režimima tlaka prilikom kristalizacije iz magme. Nagle promjene u tlaku vjerojatno su nastale tako što je bazaltna magma vrlo naglo prošla kroz litosferu do površine gdje je smještena u marinski okoliš i podvrgnuta brzom hlađenju. Uslijed brzog hlađenja došlo je i do fragmentacije na obodima jastučastih formi.



Slika 16. Bazalti Jovanović Drage. A) Izdanci jastučastih bazaltnih formi metarskih dimenzija. B) Raspucale površine bazalta, nastale autofragmentacijom odnosno procesima formiranja klasta i nastanka materijala hijaloklastita. C) Fragmentirani bazaltni materijal između bazaltnih jastučastih formi. D) Glomeroporfirna struktura koja se očituje u nakupinama minerala piroksena. Neki od minerala imaju sitastu strukturu sa šupljinama otapanja u sredini mineralnih zrna. Uzorak DP-BAZ 3.

5.2.2. PROFIL JOVANOVIĆ DRAGA

U profilu je definiran jedan facijes – **Facijes hijaloklastita (FH)**, u kojem su izdvojena tri litotipa: 1) pretaloženi bazaltni hijaloklastiti s karbonatnim klastima 2) pretaloženi bazaltni hijaloklastit s krhotinama stakla i 3) vitroklastični tuf.

FACIJES HIJALOKLASTITA (FH) dominantno se sastoji od nejasno slojevitih, masivnih jedinica (slika 18 A, B). Mjestimično se može izdvojiti pojava listatosti u dijelu slijeda gdje jedinice najviše sliče slojevima (od 50-60 m – slika 17). U nekim jedinicama jasno su vidljive jastučaste forme, (približno 40-ti metar stupa), ili šupljine jastučastog oblika promjera do jednog metra, koje nastaju kao posljedica kuglastog lučenja (slika 18 B). Na rubovima šupljina vidljiva je „kora trošenja“. Naslage pretaloženih bazaltnh hijaloklastita s karbonatnim klastima te pretaloženi bazaltni hijaloklastiti bogat krhotinama stakla sastoje se dominatno od tamno

zelenih, smeđih i crnih klasta efuzivnih stijena, te podređeno klasta karbonatnog sastava, a razlika među njima vidi se samo mikropetrografski. Klasti su dobro zaobljeni, srednjeg sfericiteta. Veličina klasta je od 0,5 mm do 1 cm. Najzastupljeniji tip litoklasta odgovara bazaltu porfirne teksture. U dijelu profila pojavljuje se i metarski sloj bijelih stijena s rijetkim tamnim zrnima veličine lapila determiniran kao vitroklastični tuf.

Litotip pretaloženih bazaltnih hijaloklastita s karbonatnim klastima U makroskopskim uzorcima jasno se mogu vidjeti klasti magmatskih efuzivnih stijena tamne boje. Veličina klasta je uglavnom oko jedan centimetar. Klasti su zaobljeni, srednjeg sfericiteta. Sortiranost je relativno dobra. Klasti se međusobno podupiru, ali postoji velik udio pornog prostora (oko 30%) koji je ispunjen detritično-hijalinskim vezivom. Moguće je razabrati tri tipa klasta efuzivnih stijena i klaste karbonata. Klasti karbonata su centimetarskih dimenzija, uglavnom veći od magmatskih klasta, zaobljeni i nepravilno raspoređeni u uzorcima.

Litoklasti efuzivnih stijena su zastupljeni s 3 tipa bazalta: olivinski bazalt, intenzivno alterirani bazalt i bazalt vezikularne teksture. U olivinskom bazaltu prisutni su idiomorfni do hipidiomorfni fenokristali klinopiroksena koji povremeno tvore glomeroporfirnu strukture, te rjeđe serpentinizirani fenokristali olivina. Fenokritsali klinopiroksena mjestimično ukazuju na procese taljenja i ponovnog rasta (sitasta struktura). Fenokristali klinopiroksena često imaju pukotine u sredini zrna, moguće kao posljedica naglog hlađenja. Osnova je hijalina, a u njoj se uočavaju štapičasti mikroliti plagioklasa.

Drugi tip litoklasta bazalt je polifirne strukture, a sastoji se od sitnih mnogobrojnih fenokristala klinopiroksena alotriomorfnog oblika i rijetkih štapića, djelomice povijenih plagioklasa i leukoksena u hijalinskoj osnovi (slika 18 C). Hijalinska osnova je devitrificirana u klorit.

Treći, rjeđe prisutni tip litoklasta je bazalt naglašene vezikularne teksture. U tamno zelenoj, hijalinskoj osnovi uočeni su fenokristali klinopiroksena, štapići plagioklasa i vezikule nepravilnog oblika. Veličina vezikula je od 0,1 do 1,5 mm. Vezikule su ispunjene različitim sekundarnim mineralima, koji uključuju makrokristalasti dolomit, klorit, kvarc i zeolit.

Bitna karakteristika ovog litotipa je prisustvo karbonatnih klasta. Karbonatni klasti su centimetarskih dimenzija. Raspoznaju se karbonatni klasti biomikrita s radiolarijama i/ili tankoljušturastim školjkašima, te rijeđe biosparita s fosilima foraminifera i algi(?). Klasti vapnenaca su uglavnom dolomitizirani, mjestimice silicificirani, iznimno rijetko mramorizirani. Dolomitizacija je u nekim klastima potpuna te je teško razabrati njihov sastav. Silicifikacija u karbonatnim klastima je različitog intenziteta. Iznimno rijetko se uočavaju klasti

sitnozrnatih vulkanogenih pješčenjaka, u kojima su zrna kvarca i izrazito alteriranih fedspata povezana tamno smeđim matriksom.

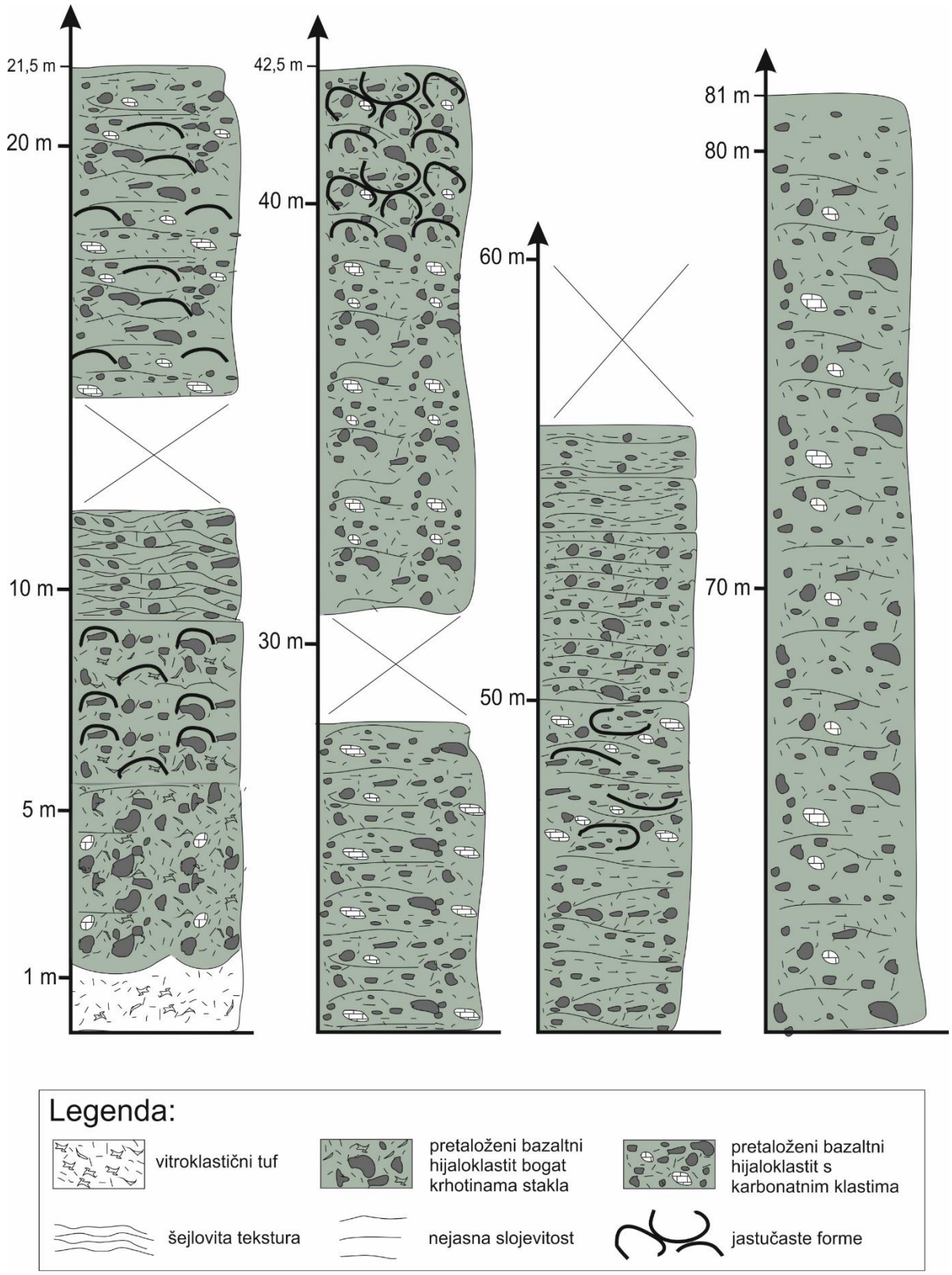
Vezivo u litotipu pretaloženih bazaltnih hijaloklastita s karbonatnim klastima je detritično i hijalinsko. Detritična komponenta veziva se sastoji od jako usitnjenih fragmenata bazalta (najčešće fragmenti stakla iz hijalinske osnove bazalta koji čine 10-30% veziva) i kristaloklasta idiomorfnih klinopiroksena (često fragmentiranih), s vidljivim znakovima taljenja. Hijalinsku komponentu veziva čini staklo intenzivno devitrificirano u klorit. Značajno je uočiti strukturu tečenja kao tanke „*lamine*“ unutar hijalinskih domena veziva (slika 18 D).

Litotip pretaloženih bazaltni hijaloklastit s krhotinama stakla sastoji se dominantno od klasta magmatskih efuzivnih stijena i veziva. Klasti su uglavnom zaobljeni, srednjeg sfericiteta. Veličina klasta znatno varira, od 0,15 mm do centimetarskih dimenzija. Prepoznati su klasti 2 tipa bazalta: olivinskog bazalta i jako alteriranog bazalta istih mikropetrografskih karakteristika kao u litotipu pretaloženih bazaltnih hijaloklastita s karbonatnim klastima. Klasti olivinskog bazalta su zastupljeniji. Razliku prema prethodno opisanom litotipu ovoga facijesa čini manji udio karbonatnih klasta te sastav veziva.

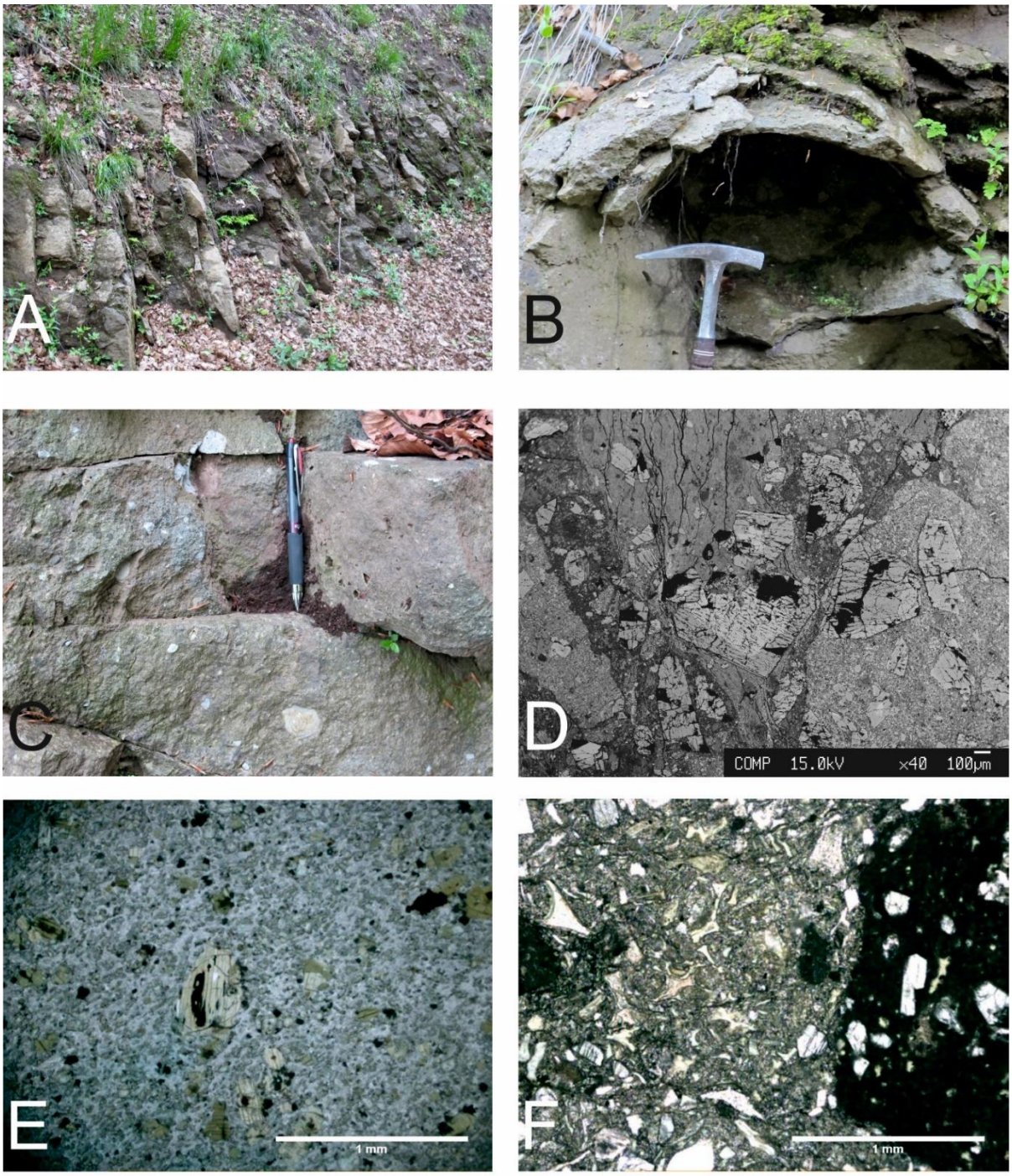
Vezivo u ovom izdvojenom litotipu predstavlja isključivo sitnozdrobljeni detritični matriks. Međutim, u njegovom se sastavu mogu raspoznati: vrlo sitni litoklasti bazalta, kristaloklasti klinopiroksena (udio kristaloklasta do 30%) te piroklastični materijal. Prisustvo piroklastičnog materijala u vezivu predstavlja važnu karakteristiku koja je poslužila pri diferencijaciji ovog litotipa jer ukazuje na različitu genezu. Piroklastični materijal iz matriksa zastupljen je krhotinama stakla, fragmentima plovučca i kristaloklastima kvarca i plagioklasa. Krhotine stakla prepoznaju se po pločastim, srpastim i štapićastim oblicima, rjeđe oblicima slova Y, X ili V, i krhotinama mjehurastog izgleda („*bubble-wall*“) (slika 18 F). Veličine krhotina stakla su do 0,5 mm. Uglavnom su devitrificirale u klorit, dok je u nekima moguće u jezgri uočiti i devitrifikaciju u kvarc. Fragmenti plovučca su rijetki, izduženi, nepravilni, šupljikavog izgleda i nejasnih rubova. Sastav kristaloklasta u matriksu je jako varijabilan i različitog porijekla: kvarc i plagioklasi piroklastičnog porijekla, dok su klinopirokseni porijeklom iz bazalta nastali autoklastičnom fragmentacijom. Najzastupljeniji su nezaobljeni kristaloklasti kvarca, izduženi ili pločasti, prosječne veličine oko 0,35 mm. Često su karakterizirani resorpcijskim rubovima, i rjeđe pravilnim, oblim šupljinama. Podređeno su u sastavu matriksa prisutni klinopirokseni sa sitastom strukturom. Veličina kristaloklasta klinopiroksena znatno varira (0,15 do 1 mm). Svojim mikropetrografskim odlikama klinopirokseni prisutni u matriksu istovjetni su fenokristalima klinopiroksena iz litoklasta

bazalta. Podređeno u matriksu su prisutni kristaloklasti plagioklasa. djelomice zahvaćena alteracijom, uglavnom u prehnit.

Litotip vitroklastičnog tufa sastoji se dominantno od vitroklasta piroklastičnog porijekla. Razlikuju se dva tipa vitroklasta: krhotine vulkanskog stakla ili fragmenti mikroporoznog vulkanskog stakla, odnosno plovučca. Krhotine stakla su veličine krupnog vulkanskog pepela (od 0,15 do 0,5 mm). Najčešće su igličaste forme, forme mjehurasta oblika (*bubble wall*) ili one oblika slova Y, X, V. Fragmenti plovučca su nepravilna prozirna zrna s izuzetno tankim izduženim šupljinama. Ovi su fragmenti potpuno izgubili šupljikavu strukturu uslijed alteracije. Dimenzije fragmenata plovučca (0,5 do 1,75 mm) se jasno razlikuju od dimenzija krhotina stakla. Sav vitroklastični materijal je potpuno devitrificiran u mikrokristalasti kvarc i rjeđe klorit. Osim vitroklasta, rijetko se uočavaju kristaloklasti kvarca i feldspata, maksimalne veličine 0,35 mm. Kristaloklasti kvarca su nepravilnog oblika, često sa resorpcijskim rubovima, dok su kristaloklasti feldspata uglavnom hipidiomorfni, izduženi i alterirani u minerale glina. Iznimno rijetko se nalaze i litoklasti bazalta te potpuno nepravilni kristaloklasti klinopiroksena (manje od 1%), ukazujući na prijelaz iz litotipa pretaloženih bazaltnih hijaloklasita bogatim krhotinama stakla. Vulkansko staklo u litoklastima bazalta je potpuno devitrificirano, a uočena je i pseudomorfoza kvarca po klinopiroksenu. U čitavoj stijeni uočeni su nepravilno raspoređeni opaki minerali veličine do 0,02 do 0,04 mm, za koje se pretpostavlja da su nastali kao produkt devitrifikacije vulkanskog stakla.



Slika 17. Profil vulkanoklastičnih naslaga Jovanović Draga. Profil prikazuje izmjenu litotipova vulkanoklastičnih stijena, unutar Facijesa hijaloklastita. Ukupna debljina profila iznosi 81 metar.



Slika 18. Terenske fotografije profila Jovanović Draga i mikropetrografske fotografije prisutnih litotipova. A) Fotografija izdanka snimanog profila. B) Kuglasto lučenje uočeno na izdancima Facijesa hijaloklastita na profilu Jovanović Draga. C) Povremena nejasna slojevitost u Facijesu hijaloklastita, slojevi su debljine desetak centimetara. Klasti vapnenaca (svijetlo) centimetarskih dimenzija u litotipu hijaloklastita s karbonatnim klastima. D) EMP fotografija BSE uzorka JD 2a. Vidljivi su klasti bazalta s fenokristalima piroksena, te kristaloklasti piroksena u matriksu. Gore polulijevo vidljivo je hijalino staklo koje pokazuje teksturu tečenja kroz hijaloklastite. U ovoj domeni nalazi se i fragment kristaloklasta zonalnog piroksena. E) Klast alteriranog bazalta s fenokristalima potpuno alteriranih piroksena (u amfibole i opake minerale), u magmatskoj osnovi sačinjenoj od sitnih štapićastih minerala alteriranih piroksena i plagioklasa. Uzorak JD 1a. F) Pretaloženi bazaltni hijaloklastit bogat krhotinama stakla. Desno se vidi zaobljeni klast bazalta s fenokristalima piroksena. Lijevo u matriksu stijene moguće je razaznati krhotine vulkanskog stakla različitog oblika, zvjezdastog, oblika slova X ili Y, i mjehurastog izgleda. Uzorak JD 1a.

Interpretacija Facijesa hijaloklastita:

Stijene Facijesa hijaloklastita (FH) nastale su fragmentacijom bazaltnih stijena uslijed naglog hlađenja u doticaju s morskom vodom, te gotovo istovremenim pretaloživanjem nastalih fragmenata (Honnorez & Kirst, 1975; Yamagashi, 1987). Hlađenje lave u submarinskim uvjetima je vrlo intenzivno. Tako se vanjske površine lave hlade i skrućuju jako brzo, dok je unutrašnji dio toka lave još uvijek vruć i pokretljiv (Kokelaar, 1986). Vanjske površine lave se fragmentiraju zbog naglog hlađenja, uz istovremeni pritisak izazvan naviranjem nove lave. Fragmenti se tada mogu odvojiti od primarnog toka lave, te se vrlo brzo nakon toga i pretaložiti (Yamagashi, 1987; McPhie et al., 1993). Na procese pretaloživanja klasta ukazuje njihova zaobljenost te miješanje s karbonatnim klastima. Prepoznati različiti tipovi bazaltnih klasta ukazuju na postojanje efuzija lava različitog sastava na ovom području. Najveći udio bazaltnih klasta porijeklom je iz ranije opisanog litotipa jastučastih olivinskih bazalta Koherentnog Facijesa (KF). Bazaltni materijal je fragmentiran u sitnije litoklaste i kristaloklaste, koji se nalaze u detritičnom vezivu. Hijalinski materijal uočen u vezivu pretaloženih bazaltnih hijaloklastita s karbonatnim klastima, nastalo je tečenjem lave kroz hijaloklastite. To može značiti i bliski primarni izljev lave, odnosno pretaloživanje litoklasta u neposrednoj blizini Koherentnog Facijesa (KF) fragmentiranog hlađenjem. Kuglasto lučenje uočeno u Facijesu hijaloklastita (FH) moglo je nastati zbog dugotrajnog zadržavanja topline na kontaktu s bazaltnom lavom (Yamagashi, 1987, 1991).

Karbonatni klasti su u ovom facijesu pomiješani s klastima bazalta. Po sastavu oni odgovaraju pelagičkim vapnencima - biomikritima s radiolarijama i/ili tankoljušturastim školjkašima te biosparitima s fragmentima algi(?), primarno taloženih u plitkom marinskom okolišu. Obzirom na sastav karbonatnih klasta (biospariti i biomikriti) u litotipu pretaloženih bazaltnih hijaloklastita s karbonatnim klastima (PHK), fragmentirani bazaltni materijal je pretaložen u dubljim marinskim okolišima (neposredno uz vulkanski otvor) gdje nastaju i pelagički vapnenci koji sadrže radiolarije i tankoljušturaste školjkaše. Prilikom proboja lave na morsko dno slojevi pelagičkih vapnenaca su fragmentirani i uklopljeni u sastav hijaloklastita (PHK).

Litotip pretaloženih bazaltnih hijaloklastita s krhotinama stakla (PHS) dokazuje postojanje vulkanske piroklastične aktivnosti u blizini, vjerojatno freatomagmatskog tipa, obzirom na karakteristične oblike krhotina stakla koji na to upućuju. Prisustvo kristaloklasta kvarca i plagioklasa ukazuje na kiseli sastav. Zbog sličnosti strukturnih osobina litoklasta u vitroklastičnom tufu s litoklastima iz pretaloženih bazaltnih hijaloklastita, može se pretpostaviti da kristaloklasti klinopiroksena potječu iz istog izvora.

Zabilježeni sloj vitroklastičnog tufa (VT) podrazumijeva naglo taloženje vitroklastičnog materijala u marinski okoliš i miješanje s materijalom hijaloklastita. Piroklastični materijal je vjerojatno eruptiran iz istog vulkanskog otvora iz kojeg potječe i bazaltni izljev kao završna faza erupcije u kojoj je došlo do velikog donosa morske vode u magmatsku komoru što je uzrokovalo freatomagmatsku erupciju. Piroklastični materijal nije mogao biti transportiran daleko zbog gustoće medija u koji je eruptiran te je taložen u okolici vulkanskog otvora. Prvo je taložen zajedno s litoklastima bazaltnih hijaloklastita, u litotipu pretaloženih bazaltnih hijalokalstita s krhotinama stakla (PHS), a zatim s, postupnim prijelazom u litotipu vitroklastičnog tufa (VT).

Organizacija facijesa na lokalitetu Jovanović Draga

Stijene na profilu Jovanović Draga predstavlja bočnu izmjenu litotipova unutar Facijesa hijaloklastita (FH), dok s njima genetski povezani Koherentni Facijes (KF) s litotipom olivinskih bazalta čini jezgru magmatske aktivnosti. Pretpostavlja se da izdvojeni Koherentni Facijes (KF) bazalta predstavlja izvor same magmatske aktivnosti. Udaljavanjem od njega bočno prisutan je Facijes hijaloklatita (FH) koji se sastoji od izmjene tri definirana litotipa. Dominantno je prisutan (1) litotip pretaloženih bazaltnih hijaloklastita s karbonatnim klastima (PHK) koji predstavljaju vulkanoklastične stijene proksimalnog dijela, najbliži Koherentnom Facijesu. Nejasno slojeviti litotip pretaloženih bazaltnih hijaloklastita bogatih krhotinama stakla (PHS) (2) i litotip vitroklastičnih tufova (VT) (3) predstavljaju distalni dio Facijesa hijaloklastita (FH).

Direktan kontakt s bazaltima nije uočen, iako penjući se prema vrhu istraživanog slijeda, nailazimo na sve jasnije jastučaste forme u hijaloklastitima s gušće zbijenim klastima i manjim udjelom veziva (slika 15). Terenskim istraživanjima nije bilo moguće jasno utvrditi da li se izdvojeni litotipovi izmjenjuju u vertikalnom ili lateralnom slijedu.

5.2.3. TALOŽNI MODEL ZA LOKALITET JOVANOVIĆ DRAGA

Izdanci jastučastih bazalta Koherentnog Facijesa (KF) istoga su sastava kao i bazaltni klasti u hijaloklastitima. Može se zaključiti da su jastučasti bazalti bili izvorište za nastanak hijaloklastičnih naslaga. To potvrđuju i uočeni procesi autofragmentacije u jastučastim formama bazalta. Vanjska površina bazaltnih jastuka je uglavnom raspucala, i jasno se vide mehanizmi formiranja klasta (slika 16 B). Već u neposrednoj blizini jastučastih formi, u prostorima između njih nalazi se sitno fragmentirani bazaltni materijal tvoreći sitnozrnate hijaloklastite (slika 19 C). Taloženje hijaloklastičnog materijala nije bilo udaljeno od izvora.

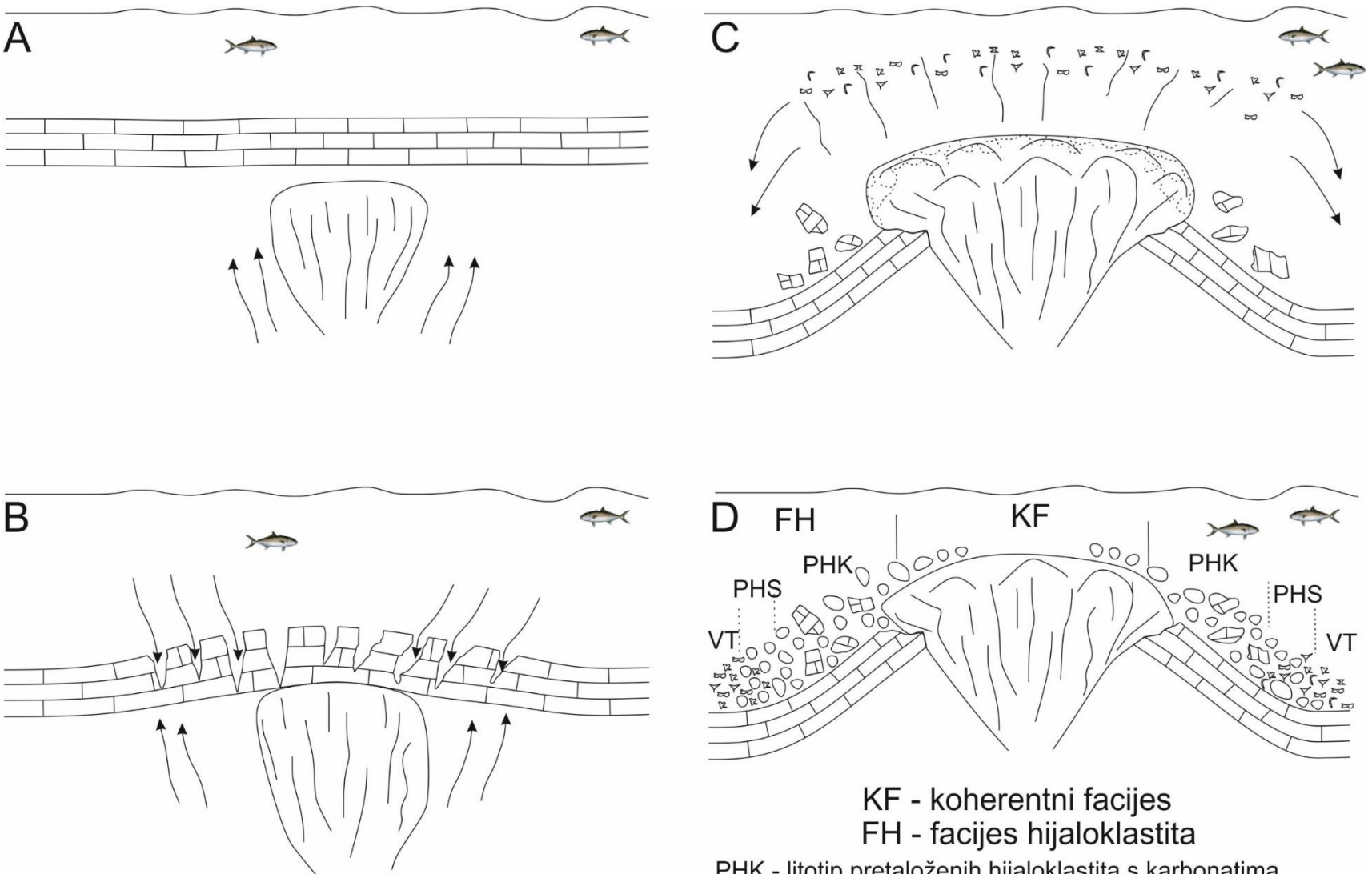
No, miješanje s epiklastičnim materijalom i zaobljenost klasta ukazuje da je materijal ipak pretaložen, vjerojatno niz padinu nastalu izdizanjem bazalnte kupole (slika 19 C, D).

Profil Jovanogić Draga, podno brda na kojem se nalaze izdanci olivinskih bazalta, sastoji se isključivo od vulkanoklastičnih stijena Facijesa hijaloklastita (FH). Pojava litotipa pretaloženih hijaloklastita s karbonatnim klastima ukazuje na donos epiklastičnog materijala u „magmatski okoliš“. Prilikom kontakta bazalta s hladnom morskom vodom došlo je do fragmentacije bazaltnog materijala (slika 19 B). Nastali bazaltni klasti pretaloživani su niz padinu nastalu izdizanjem morskog dna uslijed prodora magme. Tijekom transporta, bazaltni su se klasti miješali sa sedimentnim epiklastima i taložili podno vulkanske kupole (slika 19 B). Bazalti su pri izbijanju na morsko dno prouzročili izdizanje i pucanje marinskih sedimenata koji su taloženi u pelagičkom okolišu (na što ukazuju tankoljušturasti školjkaši i radiolarije) (slika 19 A). Obzirom da su uočeni i klasti vapnenca s fosilima pelagičkih (radiolarije, tankoljušturasti školjkaši), ali i plitkovodnih organizama i čestica (alge, a moguće i onkoidi), može se pretpostaviti da je veći dio karbonatnih klasta (pelagički) uklopljen prilikom kupolastog izdizanja magme, no da je i dio erodiran s tektonski izdignutih blokova, izgrađenih od plitkomorskih karbonata. Klasti vapnenaca dolomitizirani su i silicificirani u kontaktu s vrućim bazaltnim materijalom bogatim magnezijem i silicijem, vjerojatno tijekom njegova izbijanja na morsku površinu i prolaska kroz karbonatne naslage.

Litotip pretaloženih bazaltnih hijaloklastita s krhotinama stakla koji se nalaze u kontaktu s vitroklastičnim tufom s jedne strane (distalnije od primarnog bazaltnog izljeva) i s pretaloženim bazaltnim hijaloklastitima s karbonatnim klastima s druge strane (proksimalnije primarnom bazatnom izljevu), predstavljaju prijelaz između ove dvije litologije (slika 19 D). Procesi nastanka i taloženja klasta su gotovo isti kao i u pretaloženim bazaltnim hijaloklastitima s karbonatnim klastima, ali je njihov transport nešto duži. Fragmentacijom bazalta uslijed hlađenja u kontaktu s morskom vodom nastali su klasti koji su pretaloživani niz novo nastalu padinu, a tokom transporta su zaobljivani i dodantno usitnjavani (slika 19 C, D). Velika količina krhotina vulkanskog stakla koje se nalazi u vezivu ovih matriks potpornih hijaloklastita istog je porijekla kao i vitroklastični materijal vitroklastičnog tufa.

Litotip vitroklastičnog tufa upućuj na eksplozivnu vulkasnku aktivnost. Uzimajući u obzir činjenicu da u piroklastitu nema značajnog miješanja materijala s epiklastima, i njegovu homogenu teksturu, pretpostavka je da je ovaj sloj vitroklastičnog tufa nastao primarnim smještanjem materijala, odnosno bez procesa pretaloživanja. U vitroklastičnom tufu su rijetko uočeni potpuno silicificirani litoklasti bazalta kakvi su viđeni u hijaloklastitima. Debljina sloja od oko 1 m govori u prilog tome da je naglo izbačena velika količina materijala iz vulkanskog

otvora. Osim toga, ovakva pojavnost može ukazivati na blizinu vulkanskog otvora. Obzirom na oblike krhotina stakla i velike količine plovučca pretpostavka je da je vulkanska eksplozija koja je proizvela ovakav materijal sadržavala velik udio volatila. Tijekom bazaltnog prodora mogle su biti stvorene pukotine koje su omogućile cirkulaciju morske vode (slika 19 B). Kroz novonastale pukotine morska voda je mogla doći do magmatskog ognjišta i povećati koncentraciju volatila te prouzročiti erupciju freatomagmatskog tipa. Erupcija je producirala piroklastični materijal različitog sastava. Vjerojatno je istim erupcijskim događajem iz magmatske komore izbačena i značajna količina litoklasta (primjerice alterirani bazalti) koji su taloženi bliže vulkanskom otvoru. Piroklastični materijal iz submarinske erupcije taloži se u formi piroklastičnog prstena oko vulkanskog otvora iz kojeg su producirani i bazalti (slika 19 C, D). Obzirom na submarinski okoliš, eksplozija nije mogla biti dovoljno intenzivna i snažna da izbaci piroklastični materijal na veće udaljenosti, zbog pritiska morskog stupca i gušćeg medija transporta nego li u subaerskim uvjetima, pa je piroklastični materijal bio taložen nedaleko od vulkanskog otvora. Silicifikacija vitroklastičnog tufa posljedica je povećane koncentracije SiO_2 komponente u morskom okolišu, vjerojatno zbog iste vulkanske erupcije.



KF - koherentni facijes
FH - facijes hijaloklastita

PHK - litotip pretaloženih hijaloklastita s karbonatima
PHS - litotip pretaloženih hijaloklastita s krhotinama stakla
VT - litotip vitroklastičnih tufova

Slika 19. Rekonstrukcija taložnog modela na lokalitetu Jovanović Draga. A) U dublje marinski okoliš u kojem se talože pelagički vapnenci intrudira magma bazaltnog sastava. B) Prilikom izdizanja magme dolazi do pucanja karbonatnih naslaga. Pucanje stijena uzrokuje fragmentaciju karbonatnih klasta, ali i stvara mogućnost cirkulacije morske vode prema magmatskom ognjištu, što povećava koncentraciju vodene pare. C) Prilikom izlijevanja bazaltne magme na morsko dno, dolazi i do eksplozivne erupcije freatomagmatskog tipa zbog povećane količine vodene pare. Time se eruptira i određena količina poroznog vezikularnog stakla i litoklasti bazalta. Magma se u kontaktu s hladnom morskom vodom fragmentira. D) Klasti bazaltne magme nastali hlađenjem izljeva, miješaju se s eruptiranim klastima i klastima vapnenca te se pretaložuju niz padinu nastalu izdizanjem magme. Bliže primarnom bazaltnom izljevu taloži se krupniji klastični materijal (litoklasti), dok se udaljavanjem litoklasti bazalta miješaju s krhotinama vulkanskog stakla, a kao najdalje transportirani materijal talože se krhotine vulkanskog stakla, zajedno s manjim litoklastima.

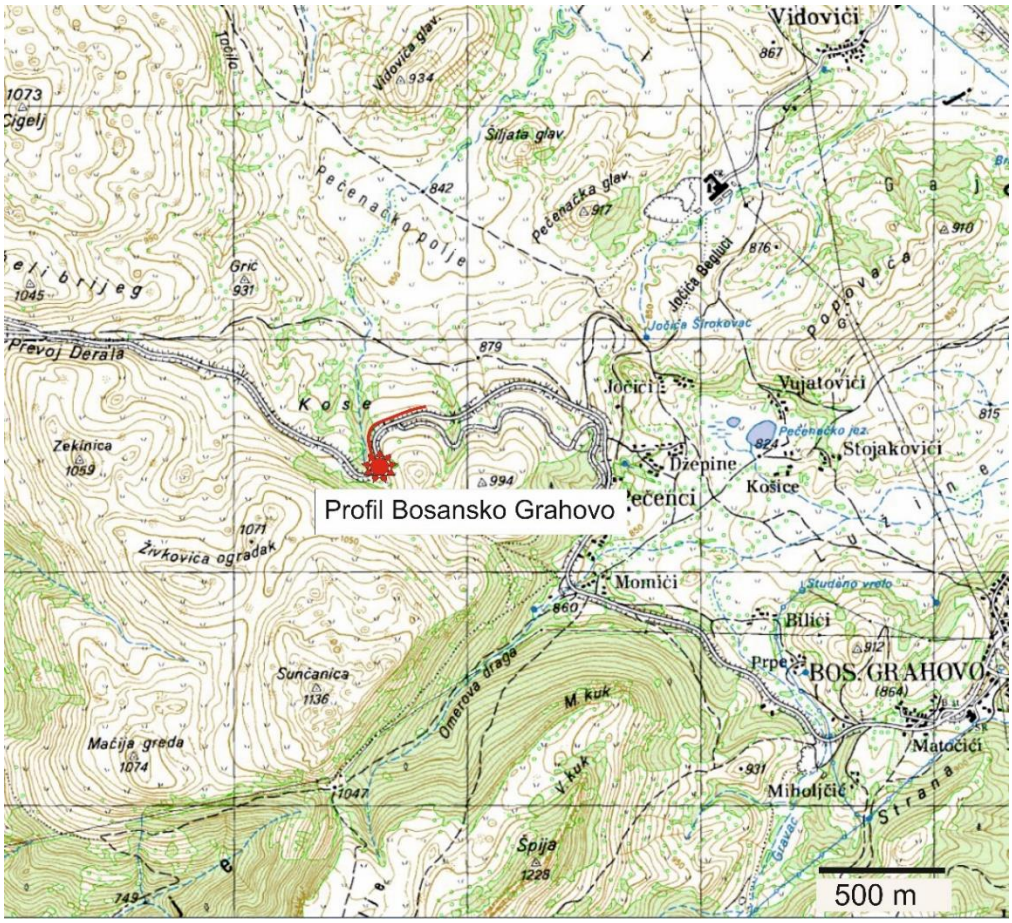
5.3. LOKALITET BOSANSKO GRAHOVO

Na terenu je zabilježen slijed dominatno vulkanoklastičnih naslaga. Slijed naslaga Bosansko Grahovo snimljen je uz cestu koja vodi od graničnog prijelaza Strmica na granici Hrvatske i Bosne i Hercegovine prema Bosanskom Grahovu (na teritoriju Bosne i Hercegovine - slika 20).

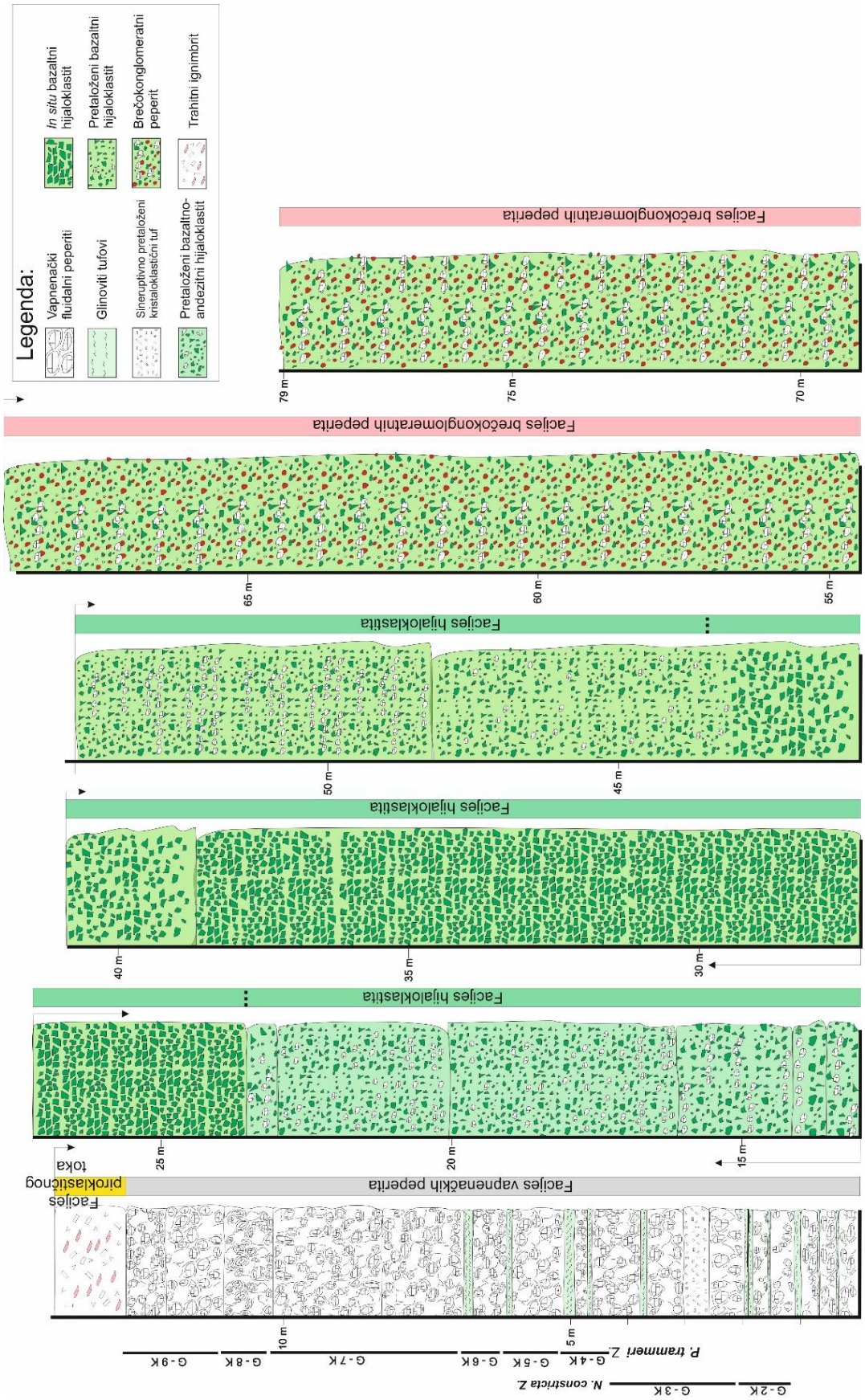
5.3.1. PROFIL BOSANSKO GRAHOV

Debljina snimljenog slijeda naslaga iznosi 79 metara (slika 21). Profil se sastoji uglavnom od autoklastičnih vulkanskih stijena pri čemu je dio slijeda prikazan u Smirčić et al., (2016), Smirčić et al., (2014), Aljinović et al., (2010) i Hrvatović et al., (2011). U snimljenom slijedu definirano je 4 facijesa, sljedećim redoslijedom:

1) Facijes vapnenačkih peperita
2) Facijes piroklastičnog toka
3) Facijes hijaloklastita
4) Facijes brečokonglomeratnih peperita



Slika 20. Lokalitet Bosansko Grahovo prema topografskoj karti 1:100 000. Crvena zvjezdica označava početak, a crvena linija duljinu istraživanog pofila uz cestu koja vodi prema Bosanskom Grahovu.



Slika 21. Profil Bosansko Grahovo. Profil se sastoji od 79 metara naslaga vulkanoklastičnih stijena u kojima su definirana četiri facijesa. Biostratigrafske odredbe konodonata u Facijesu peperita nalaze se u najnižem dijelu snimljenog profila i odnose se samo na Facijes peperita.

FACIJES VAPNENAČKIH PEPERITA (FVP) pojavljuje se u početku snimanog slijeda (slika 21). Debljina **Facijesa vapnenačkih peperita (FVP)** iznosi 13 metara. Donji dio peperitnog facijesa obilježen je slojevima fluidalnih vapnenačkih peperita debljine 30 do 60 cm debljine, odvojenih slojevima blijedo zelenih alteriranih glinovitih tufova, drobljive teksture debljina od 3 do 20 cm. Unutar ovog facijesa pojavljuje se i jedan 46 cm debeli sloj sineruptivno pretaloženog kristaloklastičnog tufa. U ovom sloju u donjem dijelu uočava se kosa laminacija, koja prema gore prelazi u horizontalnu. U nastavku facijesa debljina slojeva peperita se povećava i iznosi od 85 do 200 cm, te više nisu odvojeni slojevima rasteresitog tufa, već su granice među slojevima nejasne, valovite i nepravilne. Promjena je vidljiva i u izgledu vapnenačkih nodula, koje sada često imaju šupljine. Završetak Facijesa vapnenačkih peperita je u oštrom kontaktu s Facijesom piroklastičnog toka u krovini (slika 21).

U facijesu su determinirana tri litotipa: 1) ***litotip fluidalnih vapnenačkih peperita***, 2) ***litotip alteriranih glinovitih tufova*** i 3) ***litotip sineruptivno pretaloženog kristaloklastičnog tufa***

Litotip fluidalnih vapnenačkih peperita sastoji se od razlomljenih dijelova vapnenca eliptičnog i sferičnog oblika, te magmatskog materijala koji se nalazi između vapnenačkog materijala (slika 22 A, B, C, D, E, F). Vapnenac je često silicificiran u kontaktu s magmatskim materijalom u relativno uskoj zoni, dok je središnji dio klasta nepromijenjen. Vapnenci su biomikriti, s brojnim fosilima radiolarija i tankoljušturastih školjkaša. Radiolarije su uglavnom kalcitizirane, ali se uočavaju i potpuno silicijske ljušturice. Tankoljušturasti školjkaši su povremeno silicificirani, uglavnom kada su u kontaktu s magmatskim materijalom.

Magmatski materijal se sastoji od alteriranog vulkanskog stakla zelene ili blijedo žute boje (slika 22 A, C, D) fluidalne teksture, koje se nalazi u prostoru između vapnenačkih dijelova. Magmatski fluid je na više mjesta prodro kroz klaste vapnenaca i usmjerio tankoljušturaste školjkaše (slika 22 E). Vulkansko staklo je potpuno devitrificirano i alterirano u kvarc i klorit. Povremeno se u vulkanskom staklu između vapnenačkih dijelova nalaze i kristaloklasti plagioklasa idiomorfnih oblika. Zbog oblih formi vapnenaca i jasno izražene teksture tečenja ovaj je peperit određen kao **vapnenački fluidalni ili globularni peperit**.

Litotip alteriranih glinovitih tufova predstavlja desetak cm debele proslojke između pojedinih slojeva vapnenačkih peperita. XRD analizom utvrđena je dominantna prisutnost ilit-smektita u sastavu glina. Promatranjem ovog drobljivog materijala pod stereoskopskom lupom bilo je moguće prepoznati kristaloklaste kvarca i feldspata, te nepravilna, pločasta i srpasta zrna tamne boje koja su interpretirana kao krhotine stakla.

Litotip sineruptivno pretaloženog kristaloklastičnog tufa sastoji se dominantno od kristaloklasta feldspata. Uzorak je relativno dobro sortiran. Feldspati su uglavnom idiomorfnih i hipidiomorfnih formi, izduženi i četverostrani. Često se vide lamelarni plagioklasi, a prisutno je i nešto fragmentiranih kristaloklasta. Dimenzije feldspata su od 0,05 do 0,3 mm. Među feldspatima dominiraju plagioklasi, dok su alkalijski feldspati puno rjeđi. Oko 10 % kristaloklasta plagioklasa je kalcitizirano, dok je ostatak svjež (slika 23 A i B).

U ovom litotipu je uočena i stanovita količina vitroklastičnih fragmenata. Vitroklastični materijal je sastavljen od dva tipa vulkanskog stakla: fragmenata skorije (bazaltnog ili neutralnog sastava), s vidljivim izmjenama tamnih i providnih izduženih „lamina“ te fragmenata plovučca (kiselog sastava), žute do smeđe boje, s ovalnim i sferičnim šupljinama. Fragmenti plovučca su potpuno alterirani u agregate klorita. Veličina vitroklastičnih fragmenata je od 0,1 do 0,3 mm. Oba tipa fragmenata poroznog vulkanskog stakla često su deformirana u kontaktu s kristaloklastima.

Osim navedenih sastojaka mogu se još uočiti litični fragmenti bazalta.

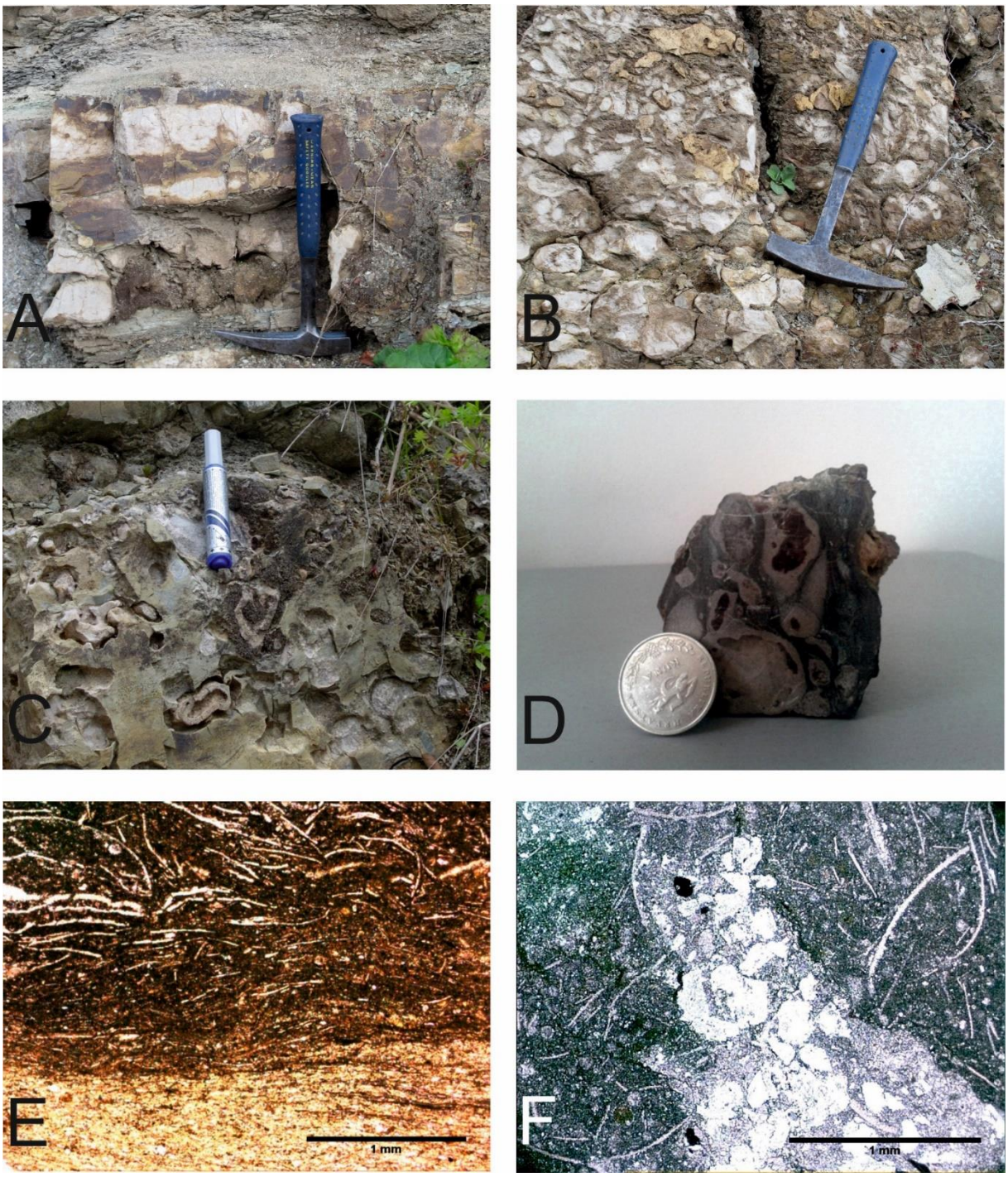
Prostor među klastima ispunjen je igličastim, lepezastim mineralima blijedožute boje, vjerojatno kloritnog sastava, te rjeđe makrokristalasti kalcitni cement.

Interpretacija Facijesa vapnenačkih peperita (FVP):

Stijene Facijesa vapnenačkih peperita (FVP) taložene su u marinskom okolišu. Pelagički fosilni sadržaj, radiolarije i tankoljušturasti školjkaši, u vapnenačkim dijelovima litotipa fluidalnih vapnenačkih peperita ukazuje na taložni okoliš dublje marinske sredine otvorenog mora. Litotip fluidalnih vapnenačkih peperita nastao je pri kontaktu magmatskog materijala s nekonsolidiranim, vodom zasićenim sedimentom (Williams & McBirney, 1979, Fisher & Schminke, 1984; Cas & Wright, 1987; Busby-Spera & White, 1987, McPhie et al., 1993).

Lava je tekla kroz nekonsolidirane pelagičke vapnence, što je rezultiralo nastankom peperita. Preferirana orijentacija tankoljušturastih školjkaša u kontaktu s tekućom lavom mogla je nastati ovim procesima. Dijelovi vapnenca su silicificirani također zbog kontakta s lavom. Litotip alteriranih glinovitih tufova podrazumijeva da je u okolišu dolazilo do povremenih malih submarinskih vulkanskih erupcija koje su producirale kristaloklastični materijal i krhotine stakla, jer se sa svakom erupcijom lave mogla stvarati i određena količina piroklastičnog materijala (Fisher & Schminke, 1984; Sigurdsson, 2007). Povremeno se takav materijal taložio u obliku proslojaka između peperitnih slojeva. Glinoviti materijal je vjerojatno nastao alteracijama iz vulkanskog stakla.

Kosa, a zatim i horizontalna laminacija (slika 23 A) u litotipu sineruptivno pretaloženog kristaloklastičnog tufa svjedoči o taloženju vučnim transportom. Idiomorfni do hipidiomorfni kristaloklasti ukazuju na bliski, sineruptivni transport materijala. Taloženje ovog litotipa sigurno je povezano s eruptivnim događajem koji je producirao piroklastični materijal. Obzirom da su se procesi događali u dubljoj marinskoj sredini, vjerojatno je materijal pretaloživan niz kosinu podmorske dome, gravitacijskim tokovima tipa turbidita male gustoće (Lowe, 1979, Garrison et al., 1979; McPhie et al., 1993). Podmorske erupcije u dubljim okolišima su ograničene, a materijal se ne može se rasprostirati na velike prostore. Razlog tome je utjecaj tlaka na dubini i gustoća medija u koji je materijal eruptiran. Eruptirani materijal je stoga vjerojatno bio taložen nedaleko od vulkanskog otvora, odakle je potom pretaložen. Stratigrafska odredba ovog facijesa detaljnije je opisana u poglavlju 6.3. Biostratigrafija i odnosi vulkanoklastičnih naslaga Vanjskih Dinarida na temelju konodonata i amonita (tablica 2).



Slika 22. Facijes vapnenačkih peperita profila Bosansko Grahovo A) Terenska fotografija peperitnog sloja debljine 30-tak centimetara. Eliptični dijelovi vapnenaca obavijeni su tamno smeđim vulkanskim materijalom. U gornjim dijelu fotografije vidljiv je desetak cm debeli sloj alteriranog glinovitog tufa. B) Fluidalni oblik vapnenačkog peperita. Nepravilni zaobljeni dijelovi vapnenca u peperitima odvojeni su centimetarskim zonama vulkanskog stakla. C) Peperiti u gornjem dijelu facijesa s koncentričnim šupljinama u vapnenačkim dijelovima peperita. D) Nabrusak makroskopskog uzorka koji jasno pokazuje odnose sedimentnog i vulkanskog materijala (zeleno). Vapnenački dijelovi su silicificirani u kontaktima s lavom (svijetli rubovi oko tamnocrvenih jezgara). E) Kontakt vapnenačkog materijala i lave. Vidljivo je usmjerenje tankoljušturastih školjkaša u kontaktu s lavom koja prožima vapnenac. Uzorak G-3. F) Rijetko se u zonama između vapnenačkih domena mogu uočiti kristaloklasti plagioklasa. Uzorak Bosna-5.

FACIJES PIROKLASTIČNOG TOKA (FPT) nalazi se u oštrom kontaktu s Facijesom vapnenačkih peperita (FVP) u podini (slika 21). Radi se o klinastom sloju

maksimalne debljine 1,3 m i specifična postanka. U njegovom sastavu uočavaju se bijeli, ružičasti i blijedo crveni izduženi klasti. Klasti pokazuju preferiranu orjentaciju, odnosno usmjerenje u istom pravcu (slika 23 C). Izdvojeni facijes pretpostavlja taloženje iz piroklastičnog toka a predstavljen je litotipom ignimbrita bogatog litoklastima.

U sastavu ***litotipa ignimbrita*** **(uzorak br. Bosna 12)** dominiraju hipidiomorfni do alotriomorfni plagioklasi. Dimenzije plagioklasa su od 0,4 do 2 mm. Često su razlomljeni, ali dijelovi nisu razmaknuti, te iskazuju tzv. *jig-saw fit* teksturu zrna. Udio plagioklasa u uzorku iznosi oko 70%. Gotovo sva zrna plagioklasa su zahvaćena alteracijom u minerale glina. U litotipu je prisutna i velika količina fragmenata plovučca. Njihova veličina je i preko 2 mm. Uglavnom su nepravilnog oblika, često savijeni u kontaktima s drugim zrnima tvoreći tzv. *fiamme* (slika 23 D). Fragmenti plovučca su u potpunosti alterirani ili u mikrokristalaste agregate kvarca i albita tvoreći mikropoikilitnu strukuturu, ili u agregate klorita i kvarca.

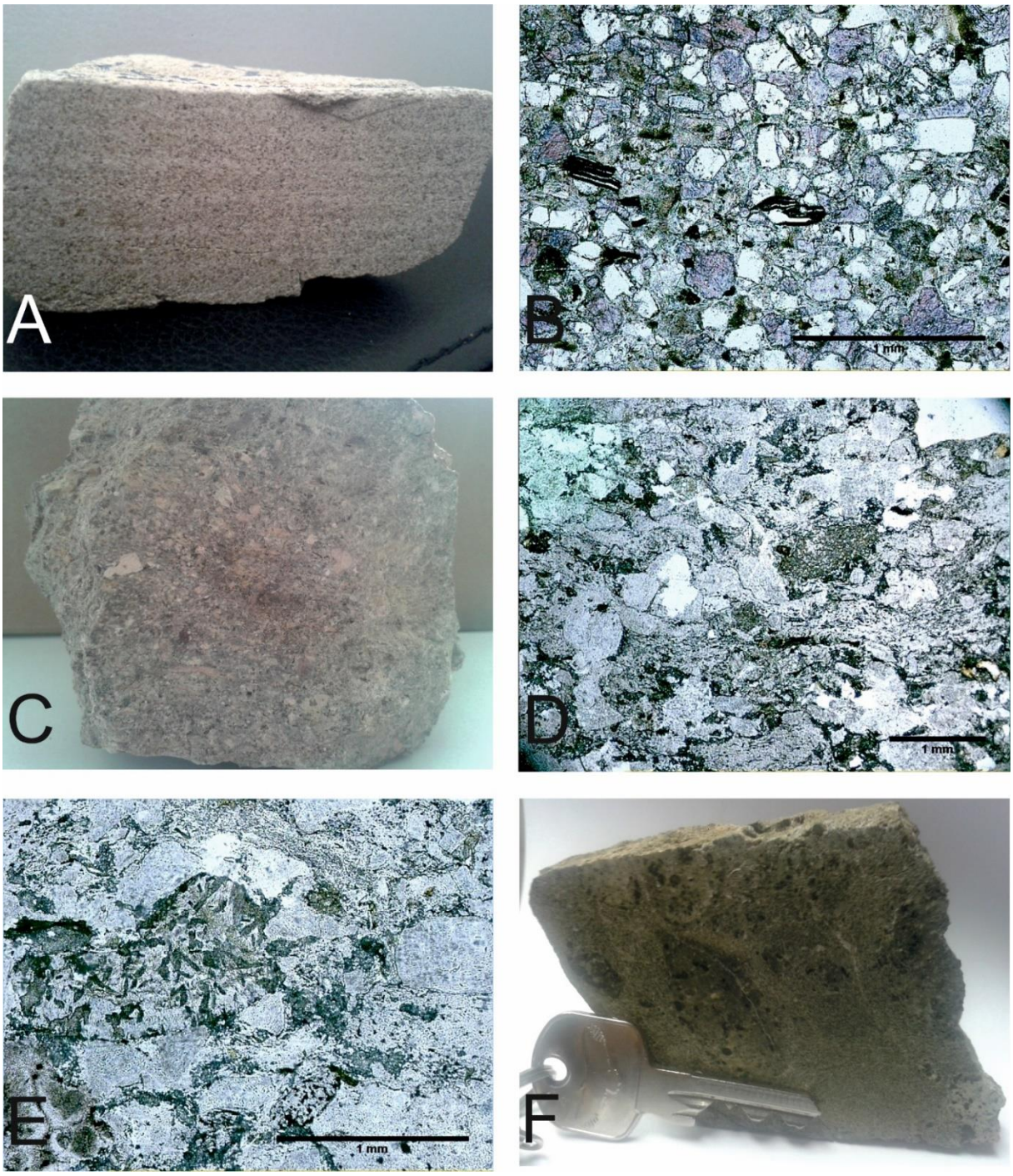
Zamijećena je i vrlo mala količina fragmenata stijena veličine od 0,5 mm do 5 mm. Mogu se razaznati fragmenti bazalta koji se sastoje od tamne kriptokristalaste osnove i fenokristala alteriranih klinopiroksena dimenzija 0,05 mm (slika 23 E), te fragmenata koji se sastoje od alotriomorfnih zrna kvarca, vjerojatno nastali devitrifikacijom stajlase osnove vulkanskih stijena. Iznimno rijetko pojavljuju se kristaloklasti kvarca i biotita. Njihove dimenzije su uglavnom sitnije. Kristaloklasti kvarca su mjestimice karakterirani resorpcijskim rubovim.

Vezivo se sastoji od devitrificiranog vulkanskog stakla i puno rjeđe od kristalastog kalcita. Vulkansko staklo u vezivu je potpuno devitrificirano u mikrokristlasti klorit i kvarc. Rijetko je moguće uočiti i sferulitne forme u staklastom vezivu.

Interpretacija Facijesa piroklastičnog toka (FPT):

Naslage ignimbrita nastale su erupcijom piroklastičnog materijala, i brzim tečenjem vruće suspenzije čestica i plinova niz padinu vulkana. Obzirom na njihov oštar kontakt s Facijesom vapnenačkih peperita (FVP) pretpostavlja se da je piroklastični materijal smješten u submarinski, dubokovodni okoliš. Prisustvo fragmenata plovučca u obliku *fiamma,* ukazuje na tečenje piroklastičnog materijala. Mikropoikilitna struktura i sferuliti u vitroklastičnoj komponenti piroklastičnog toka svjedoče o procesima visokotemperaturne devitrifikacije, što je dokaz primarnog smještanja još vrućeg piroklastičnog materijala u taložni okoliš. Litični fragmenti su uobičajeni u ignimbritnim naslagama i najčešće sadrže oko 10% takvih klasta (Fisher & Schminke, 1984; McPhie et al., 1993). Litični fragmenti bazalta su u ove naslage uklopljene kretanjem vrućeg piroklastičnog toka preko njih. Uklapanje fragmenata bazalta ukazuje na postojanje takvih stijena na putu od izvora piroklastičnog toka do njegova mjesta

smještanja. Potpuna devitrifikacija vitroklastičnog materijala (kako fragmenata plovučca tako i vitričnog matriksa) te nedostatak krhotina vulkanskog stakla ne omogućava jasnu determinaciju procesa staljivanja, osim rijetkih kristaloklasta kvarca s resorpcijskim rubovima, što je pokazatelj zadržavanja visoke temperature unutar naslaga. Ignimbritni tok mogao je biti generiran u marinskom okolišu, u slučajevima kada je piroklastični materijal nastao direktno iz vulkanskog otvora. U slučaju da su takvi vulkanski otvori niskoprofilni, i ne stvaraju veliku reljefnu zapreku, takav materijal izdizanjem preplavi vulkanski otvor te se na posljetku izlije i poteče iz vulkanskog otvora (McPhie et al., 1993). Moguće je da je piroklastični tok generiran iz istog vulkanskog otvora kao i sineruptivno pretaloženi kristaloklastični tuf iz Facijesa vapnenačkih peperita (FVP).



Slika 23. Makro- i mikrofotografije litotipova izdvojenih u profilu Bosansko Grahovo. **A)** Makroskopski uzorak litotipa sineruptivno pretaloženog kristaloklastičnog tufa iz Facijesa vapnenačkih peperita. U uzorku se jasno vidi horizontalna laminacija. Uzorak Bosna 6. **B)** Mikropetrografska fotografija uzorka na slici A. Hipidiomorfni kristaloklasti plagioklasa i rijetki fragmenti skorije (strelica). Vezivo je kalcitni cement. **C)** Makroskopski uzorak stijene Facijesa piroklastičnog toka (FPT). Vidljiva su zrna veličine preko 2 mm (dimenzija lapila). Uzorak Bosna 12 **D)** Mikrofotografija istog uzorka kao na slici C. Stijena se sastoji od vitroklastičnog i kristaloklastičnog materijala. Vitroklasti su alterirani u klorit. Alterirani i strukturno izmijenjeni fragmenti plovučca u obliku *fiamma* (strelica). Fragmenti plovučca se savijaju i deformiraju u kontaktima s kristaloklastičnim materijalom. **E)** Mikrofotografija istog uzorka koja prikazuje litični fragment efuzivne stijene potpuno zahvaćene silicifikacijom. Također su vidljivi znakovi savijanja i lijepljenja vitričnog materijala, kao dokaz visokotemperaturne devitrifikacije. F) Makroskopski uzorak pretaloženog bazaltno-andezitnog hijaloklastita iz Facijesa hijaloklastita (FH). Vidljivi su zaobljeni, nepravilni klasti s fenokristalima koje se nalaze u sitnom zelenom matriksu. Uzorak Bosna 13. Ključ je dužine 6 cm.

FACIJES HIJALOKLASTITA se u profilu Bosansko Grahovo nalazi u kontaktu s Facijesom piroklastičnog toka (FPT) i Facijesom brečokonglomeratnih peperita (FBP). Ukupna debljina Facijesa hijaloklastita (FH) iznosi 37 metara (slika 21). Facijes je predstavljen naslagama tamno zelene boje koje su na terenu determinirane kao hijaloklastiti (slika 23 F, 24 C, 25 A, B). Sastoje se od oblih do uglatih nepravilnih i loše sortiranih klasta. U sastavu klasta prepoznati su klasti efuzivnih magmatskih stijena tamno zelene boje, klasti svjetlo sivih vapnenaca i crvenih rožnjaka. U fragmentima efuzivnih stijena prepoznaju se klinopirokseni i plagioklasi (bazalti i bazalto-andeziti). Vapnenački klasti su svijetlo sivi madstoni do vekstoni s tankoljušturastim školjkašima. Klasti rožnjaka su homogeni mikro do makrokristalasti. Temeljem razlike u sastavu klasta i veziva determinirani su sljedeći litotipovi: ***1) litotip in situ bazaltnih hijaloklastita, 2) litotip pretaloženih bazaltnih hijaloklastita i 3) litotip pretaloženih bazaltno-andezitnih hijaloklastita.*** Prijelazi između litotipova unutar facijesa uglavnom su postupni.

Litotip in situ bazaltnih hijaloklastita sastoji se od uglatih, gusto zbijenih klasta bazaltnoga sastava. Litotip se odlikuje masivnom teksturom, jednolikog sastava. Klasti su oštrih, ravnih rubova, veličine od nekoliko centimetara do decimentarskih dimenzija. Klasti tijesno naliježu jedan na drugi i tvore tzv. *jig-saw fit* teksturu, teksturu preciznog slaganja klasta jednog prema drugome, bez ostavljanja praznog prostora među njima (slika 24 C, D, E). Prema prijelazu u litotip pretaloženih bazaltnih hijaloklastita nastaje veći prostor između uglatih klasta koji je zapunjen makrokristalastim kalcitom.

Klasti su jednolikog sastava i sastoje se od hipidiomorfnih, često zaobljenih fenokristala klinopiroksena veličine od 0,5 do 1,5 mm, te rijeđe fenokristala lamelarnih plagioklasa idiomorfnih oblika (slika 24 D). Sitniji fenokristali su također dominantno idiomorfnih oblika. U sastavu piroksena dominiraju klinopirokseni, dok se ortopirokseni pojavljuju podređeno. Pirokseni su često raspucali. Alterirani su djelomice ili potpuno u agregate klorita. Gotovo svi plagioklasi su alterirani. Najčešća alteracija je kalcitizacija, te rjeđe prehnitizacija. Poneki plagioklasi su u potpunosti kalcitizirani. Osnova u eruptivnim klastima se sastoji od sitnih (0,05 mm) štapićastih minerala plagioklasa i klinopiroksena. I minerali osnove također su alteriani, pirokseni u klorit, a plagioklasi u prehnit.

Prostor među uglatim klastima bazaltnog sastava ispunjen je staklom sa sferulitima, sitnim bazaltnim detritusom i makrokristalastim kalcitom (slika 24 E). Neke jedinice ovog litotipa imaju nešto više pornog prostora među klastima, a klasti postaju zaobljenjiji, čime se donekle gubi *jig-saw fit* tekstura (slika 25 A). Bazaltni sastav ovog litotipa potvrđen je i geokemijskom analizom cijele stijene (poglavlje 5.6. Geokemija).

Djelomično se su stijenama ovog litotipa mogu vidjeti nepravilne zone opakih minerala, moguće sulfida(?) (slika 24 F).

Litotip pretaloženih bazaltnih hijaloklastita predstavlja tamno zelene stijene koje se sastoje od zaobljenih, izduženih klasta i sitnozrnatog matriksa (slika 25 B). Klasti se sastoje od fenokristala plagioklasa i kloritiziranih klinopiroksena u osnovi od mikrokristalastih štapićastih minerala plagioklasa, amfibola i opakih minerala, te sastavom odgovaraju bazaltu. U sastavu fenokristala dominiraju plagioklasi idiomorfnog oblika, često u formi sraslaca. Plagioklasi su alterirani u kalcit i minerale glina. Fenokristali klinopiroksena su zaobljeni, dimenzijama slični plagioklasima. Intenzitet alteracija varira od zrna do zrna, od potpuno svježih do potpuno alteriranih u agregate klorita.

Prostor između klasta zapunjen je matriksom koji se sastoji od usitnjenog detritičnog materijala bazaltnog porijekla i vulkanskog stakla sferulitne građe. Dominiraju sitni kristaloklasti plagioklasa i klinopiroksena, te sitno zdrobljena magmatska osnova bazalta (slika 25 C). Isti se materijal nalazi u bazaltnim klastima. Klinopirokseni u matriksu su često uglati, nepravilni i razlomljeni. Stupanj alteracije varira od potpuno alteriranih do svježih.

Litotip pretaloženih bazaltno-andezitnih hijaloklastita sastoji se od izrazito loše sortiranih dominantno zaobljenih bazaltno-andezitnih klasta (12. do 18. metar slijeda – slika 21). Klasti se ne dodiruju već se nalaze u zelenom, sitnozrnatom matriksu (slika 23 F). Sitnozrnati materijal (matriks) dominira u litotipu. Klasti su dimenzija od nekoliko milimetara do 4 cm. Prepoznato je više vrsta klasta. Klasti bazalto-andezita su najzastupljeniji i porfirne su strukture (slika 24 A, B). Idiomorfni fenokristali plagioklasa, veličine do 1,5 mm, nalaze se u zelenoj magmatskoj hijalinoj osnovi, u kojoj se rijetko raspoznaju sitni (0,2 do 0,5 mm) kristali amfibola. Fenokristali plagioklasa su uglavnom zahvaćeni alteracijom u minerale glina, dok su amfiboli kloritizirani. Rijetko se uočavaju klasti bazaltnog sastava, s fenokristalima klinopiroksena u osnovi sačinjenom od mikrokristalastih štapićastih minerala klinopiroksena i plagioklasa. Pojavljuju se samo mjestimice. Klasti efuziva su u pravilu obrubljeni tankim tamnim rubom opakih minerala. Uočavaju se i klasti plovučca vezikularne teksture, sa šupljinama veličine i do 0,4 mm. Ovakvi fragmenti su zelene boje, kloritnog sastava, dok su šupljine ispunjene mikrokristalastim kvarcom i opakim mineralima. Prisutni su još i klasti sedimentnih stijena - pelagičkih biomikritnih vapnenaca s tankoljušturastim školjkašima i radiolarijama, te klasti sastavljeni od mikrokristlastog kvarca.

Vezivo se sastoji od sitno zdrobljenog magmatskog materijala u kojem dominiraju fragmenti hijalinog materijala. Osim toga uočeni su i kristaloklasti plagioklasa, te rjeđe klinopiroksena, dimenzija do 0,5 mm, hipidiomorfnih formi. Prisutni su i sitni fragmenti

plovučca koji su devitrifikacijom i alteracijom u klorit potpuno izgubili šupljikavu građu. Bazaltno-andezitni sastav ovog litotipa potvrđen je i geokemijskom analizom cijele stijene (poglavlje 5.6. Geokemija).

Interpretacija Facijesa hijaloklastita:

Sve hijaloklastične stijene nastaju kroz proces fragmentacije magmatskih stijena u kontaktu s hladnom morskom ili slatkom vodom ili vodom zasićenim sedimentom (Moore et al., 1973; Dimroth et al., 1978; Busby-Spera & White, 1987; Kano 1989; Kano et al. 1991; Hanson, 1991). Facijes hijaloklastita nastao je u marinskom okolišu u kojem je dolazilo do magmatskog izljeva. *Jig-saw fit* tekstura tijesnog smještanja klasta u **litotipu *in situ* bazaltnih hijaloklastita** ukazuje na njihovu fragmentaciju u kontaktu bazaltne lave i morske vode. Uglatost klasta, njihovo tijesno smještanje kao i *jig-saw fit* tekstura ukazuju da klasti nisu pretaloživani već su ostali jako blizu vulkanskog otvora. Porni prostor zapunjen vulkanskim staklom sferulitne strukture ukazuje na stalni prinos nove lave. Pojava makrokristala kalcita vjerojatno potječe iz marinske sredine. Sulfidna faza (?) koja dijelom uklada silikatne stijene ukazuje na istovremenu prisutnost sulfidne taljevine.

Poremećaj *jig-saw fit* teksture, odnosno povećanje pornog prostora u dijelovima litotipa *in situ* bazaltnih hijaloklastita svjedoči o njihovom neznatnom pretaloživanju, odnosno pomicanju i rotaciji uglatih klasta. Postupno se mijenja i oblik klasta, od potpuno uglatih prema zaobljenim. Zaobljeni klasti, kakve nalazimo u litotipu pretaloženih bazaltnih hijaloklastita, upućuju na neznatno pretaloživanje, a matriks sačinjen od sitnozdrobljenog bazaltnog detritusa koji daje potporu klastima, ide u prilog interpretacije udaljavanja od mjesta primarnog bazaltnog izljeva.

Litotip pretaloženih bazaltno-andezitnih hijaloklastita svjedoči osim o procesima pretaloživanja i promjeni kemizma primarne magme. Na procese pretaloživanja, odnosno njihovog taloženja dalje od primarnog izljeva magme ukazuje sitno zdrobljeni materijal, zaobljeni klasti i miješanje s epiklastičnim materijalom (vapnenci). Epiklastični materijal je vjerojatno uklopljen u sastav hijaloklastita tijekom transporta materijala. Pojava zaobljenih bazaltnih klasta predstavlja prijelaz između matriks potpornih u *in situ* bazaltne hijaloklastite.

Redoslijed pojavljivanja pretaloženog kristaloklastičnog tufa, ignimbrita, bazaltno-andezitnog hijaloklastita i bazaltnog hijaloklasita u profilu Bosansko Grahovo upućuje na promjenu kemizma magme tijekom povijesne aktivnosti vulkana na ovom području.

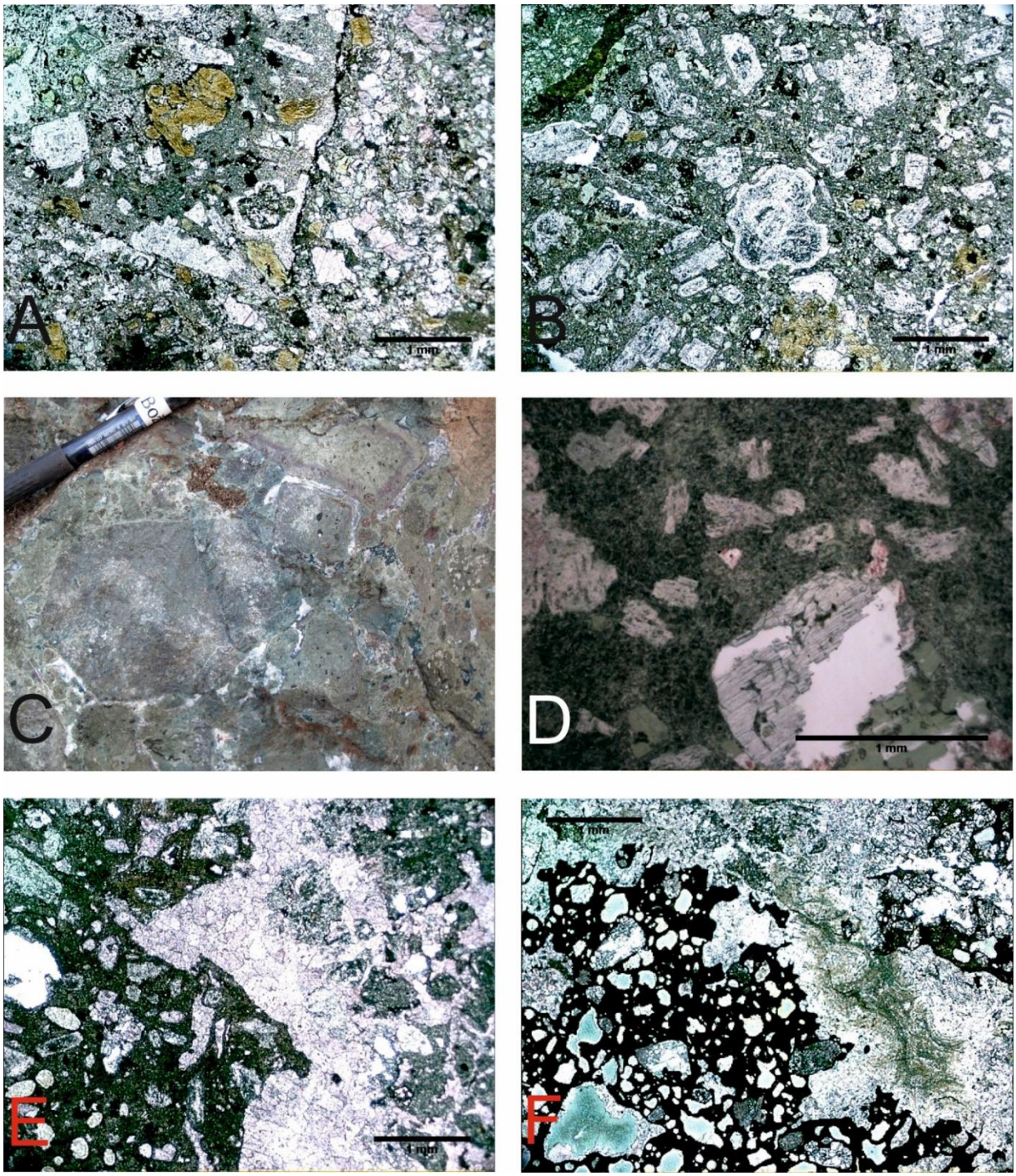
FACIJES BREČOKONGLOMERATNIH PEPERITA (FBP) se sastoji od ***litotipa brečokonglomeratnog peperita***. Izdvojen je kao peperit zato što je vezivo sastavljeno isključivo od magmatskog materijala. Uočen je postupni prijelaz iz Facijesa hijaloklastita (FH) u Facijes brečokonglomeratnog peperita (FBP). Klasti veličine od 2 do 20-ak cm nalaze se u zelenom matriksu magmatskog porijekla. U facijesu nisu uočene taložne teksture, te cijeli interval debljine 25 metara djeluje jednoliko. Prepoznaju se klasti tri tipa stijena: vapnenaca, silicijskih sedimentnih stijena i magmatskih efuzivnih stijena. Prema vrhu facijesa količina klasta bazalta opada, da bi naposljetku potpuno izostala, te se u završnom (najmlađem) dijelu facijesa nalaze samo klasti vapnenaca i rožnjaka.

Litotip brečokonglomeratnog peperita sastoji se od uglatih, poluzaobljenih i zaobljenih, loše sortiranih klasta u magmatskom vezivu. Prisutni su klasti tri tipa stijena: klasti biomikritnih vapnenaca s pelagičkom faunom (radiolarije i tankoljušturasti školjkaši), klasti mikrokristalastog rožnjaka i klasti bazalta (slika 25 D). Vapnenački klasti su često silicificirani, zaobljenog, eliptičnog oblika. Klasti silicijskih sedimentnih stijena su crvene boje, homogene strukture, a sastoje se isključivo od mikro- do makrokristalastog kvarca. Klasti bazalta sastavom su slični bazaltu iz litotipa pretaloženih bazaltnih hijaloklastita.

Vezivo brečokonglomerata je predstavljeno sitnim detritičnim magmatskim materijalom i vulkanskim staklom (slika 25 E, F). Mikropetrografski vezivo sliči vezivu u Facijesu vapnenačkih peperita i vulkanskom staklu alteriranom u klorit. Količina magmatskih klasta se smanjuje prema vrhu intervala ovog litotipa. U jednom trenutku magmatski klasti potpuno izostaju, i ostaju samo sedimentni klasti u vezivu magmatskog porijekla.

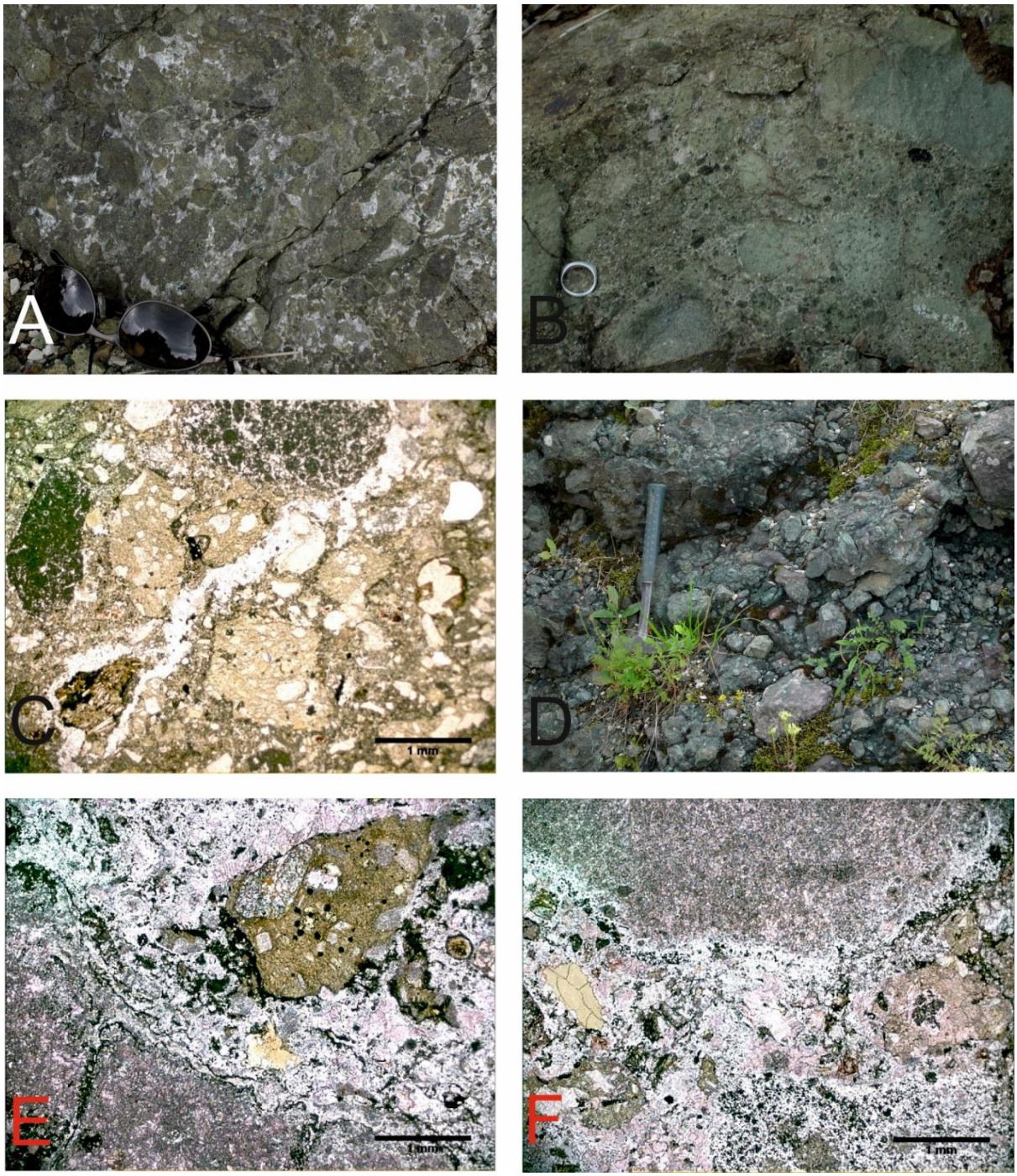
Interpretacija Facijesa brečokonglomeratnog peperita

Može se zaključiti da je prodor lave među klaste imao značajnu ulogu pri formiranju klasta ovog facijesa, što dozvoljava ubrajanje stijena ovih karakteristika u peperite (White et al. 2000; Skilling et al., 2002). Litotip brečokonglomeratnog peperita nastao je fragmentacijom primarne lave, fragmentacijom sedimentnih stijena i njihovim pretaloživanjem, ali u procesu postanka bitnu ulogu ima i prodor lave između klasta, čime se klasti dodatno zaobljavaju i dijagenetski mijenjaju. Klasti brečokonglomerata su derivirani s izdignutih prostora ranije obilježenih uzdizanjem lave, postankom hijaloklastita i normalnom marinskom sedimentacijom pelagičkih vapnenaca. Fragmenti karbonata potječu iz vapnenaca, vjerojatno također fragmentiranih u procesima prodora bazaltne lave.



Slika 24. Mikrofotografije i terenska fotografija Facijesa hijaloklastita (FH) na profilu Bosansko Grahovo. A) Mikrofotografija litotipa bazaltno-andezitnog hijaloklastita. Klast s fenokristalima plagioklasa u hijalinskoj zelenoj magmatskoj osnovi nalazi se u sitno zdrobljenom matriksu sastavljenom od plagioklasa, hijalinskih fragmenata, i amfibola. Uzorak Bosna 13. B) Mikrofotografija većeg klasta stijene bazaltno-andezitnog sastava. Idiomorfni i hipidiomorfni fenokristali plagioklasa nalaze se u kloritiziranoj magmatskoj osnovi. Uzorak Bosna 15 C) Terenska fotografija *in situ* hijaloklastita s jasnom *jig-saw fit* strukturom tijesnog smještanja klasta. Klasti su monomiktnog sastava. Jedva vidljivi porni prostor je ispunjen makrokristalastim kalcitom. Iz sloja odakle je uzet uzorak Bosna 17. D) Mikrofotografija klasta *in situ* bazaltnog hijaloklastita. Fenokristali plagioklasa alterirani u minerale glina i svježi klinopirokseni nalaze se u magmatskoj osnovi koja se sastoji od sitnih štapićastih minerala alteriranih plagiokasa (gline) i kloritiziranih klinopiroksena. Uzorak Bosna 17. E) Neznatno pretaloženi bazaltni hijaloklastiti sastoje se od sitnije zdrobljenih klasta bazaltnog sastava, povezanih kalcitnim cementom kristaliziranim iz morske vode. Uzorak Bosna 18 A. F) U Facijesu hijaloklastita (FH) povremeno se mogu uočiti nepravilne nakupine opakih minerala, moguće sulfida, koji mogu biti asocirani s hijaloklastitima nastalim u

dubljim morskim okolišima. U dijelu gdje je vidljivo vulkansko staklo mogu se prepoznati forme sferulita kao produkt visokotemperaturne devitrifikacije stakla. Uzorak Bosna 18 B.



Slika 25. Makro- i mikrofotografije facijesa izdvojenih na profilu Bosansko Grahovo. A) Neznatno pretaloženi bazaltni hijaloklastiti. Klasti su uglavnom uglati, ali rotacijom i pomicanjem klasta od mjesta fragmentacije stvara se veći porni prostor, odnosno poremećuje se *jig-saw-fit* tekstura. Porni prostor je ispunjen kalcitnim makrokristalima. B) Terenska fotografija pretaloženih bazaltnih hijaloklastita. Klasti su uglavnom zaobljeni i loše sortirani, i sadrže klaste iz različitih dijelova bazaltnog izljeva. Klasti su povezani matriksom sitnozdrobljene magmatske stijene. C) Mikrofotografija prikazuje uzorak pretaloženog bazaltnog hijaloklastita. Klasti su sitniji, različitog sastva. Prisutni su i klasti vapnenaca. Vezivo se sastoji od iznimno sitnog detritičnog materijala i hijalinskog stakla. Uzorak Bosna 19. D) Terenska fotografija Facijesa brečokonglomeratnog peperita (FBP). Klasti vapnenaca, silicificiranih vapnenaca i magmatskih stijena su iznimno loše sortirani. Vezivo je zeleni magmatski materijal. E, F) Mikropetrografske fotografija uzorka iz Facijesa brečokonglomeratnog peperita (FBP). Klasti vapnenaca i magmatskih stijena povezani su sitnim detritičnim materijalom i hijalinskim vulkanskim staklom. Uzorci G 10/4 i G 11.

Organizacija facijesa na lokalitetu Bosansko Grahovo

Snimljeni profil predstavlja taloženje uglavnom vulkanoklastičnih stijena u marinskom okolišu. Početni dio obilježen **Facijesom vapnenačkih peperita (FVP)** dokazuje dublji, pelagički okoliš, određen pomoću fosilnog sadržaja vapnenačkih dijelova peperita (radiolarije i tankoljušturasti školjkaši). U ovom facijesu prisutni su i talozi producirani piroklastičnim erupcijama. Piroklastični materijal je taložen kao sitni vulkanski pepeo u proslojcima alteriranih glinovitih tufova ili nešto krupniji (veličine krupnog pepela), koji je sineruptivno pretaložen u litotipu sineruptivno pretaloženog kristaloklastičnog tufa. **Facijes piroklastičnog toka (FPT)** u oštrom je kontaktu s **Facijesom vapnenačkih peperita (FVP)**, a podrazumijeva erupciju piroklastičnog materijala iz podmorskog vulkanskog otvora. **Facijes hijaloklastita (FH)** također je u oštrom kontaktu s prethodnim facijesom. Unutar ovog facijesa određena su četiri litotipa između kojih su prijelazi postupni, a očituju su u promjeni veličine, oblika i sastava klasta, te sastavu veziva. Prijelaz iz ovog facijesa u **Facijes brečokonglomeratnog peperita (FBP)** također je postupan, a očituje se u promjeni teksturnih karakteristika klasta i povećanju udjela epiklastičnog materijala, koji u gornjem (mlađem) dijelu facijesa potpuno zamjenjuje magmatske klaste.

5.3.2. TALOŽNI MODEL ZA LOKALITET BOSANSKO GRAHOVO

Izmjena facijesa u profilu Bosansko Grahovo vjerojatno je rezultat lateralne, ali i vertikalne promjene facijesa (slika 26). **Facijes vapnenačkih peperita** (FVP) nastao je miješanjem vulkanskog stakla, porijeklom iz obližnjg vulkanskog otvora s nekonsolidiranim pelagičkim vapnencima. Ovi vapnenci sugeriraju pelagičku sredinu otvorene komunikacije s dubokomorskim prostorom. Magmatski materijal u peperitima potekao je iz obližnjeg vulkanskog otvora, te je u mješanju s vodom zasićenim, nelitificiranim vapnenačkim talogom stvarao peperite (slika 26 A). Miješanje lave i vodom zasićenog sedimenta dovelo je do formiranja oblih, eliptičnih formi karbonatnog taloga. U ovom okolišu dolazilo je do povremenih vulkanskih erupcija koje su producirale piroklastični materijal veličine sitnog i krupnog vulkanskog pepela. Sitni vulkanski pepeo taložen je u proslojcima između peperitnih slojeva, dok je krupniji materijal prošao kroz procese pretaloživanja gravitacijskim tokovima i tvori naslage sineruptivno pretaloženog kristaloklastičnog tufa. Kosa i horizontalna laminacija u ovom litotipu svjedoči o procesima pretaloživanja gravitacijskim tokom, dok idiomorfni i hipidiomorfni kristaloklastični materijal te izostanak epiklasta ukazuje na sineruptivni događaj i blizak transport. Fragmentiranost kristaloklasta ne mora označavati dug proces pretaloživanja, već višu energiju toka i često sudaranje klasta koje je dovelo do mehaničke fragmentacije.

Obzirom da jedinica ne ukazuje na strukturu staljivanja u pornom prostoru između piroklastičnog materijala mogao je kristalizirati karbonatni (kalcitni) cement iz morske vode u kojoj je sediment smješten, kao i kloritno vezivo iz plinovite vulkanske faze. Vjerojatno je podmorska erupcija strombolijskog ili havajskog tipa producirala piroklastični materijal koji je bio smješten relativno blizu vulkanskom otvoru. To se tumači nemogućnošću generiranja velike energije zbog dijelovanja hidrostatskog tlaka vode i medija kroz koji je eruptirani materijal transportiran. Ovakve erupcije su karakteristične za bazaltne i andezitne magme niskog udjela volatila i niske viskoznosti (Walker & Croasdale, 1972; Walker, 1973; Wilson, 1980; Wilson & Head, 1981; Houghton & Hackett, 1984).

Naslage piroklastičnog toka generirane su submarinskim izljevom piroklastičnog materijala iz vulkanskog otvora bez urušavanja piroklastičnog stupca (slika 26 B). Ovakvi piroklastični tokovi mogu biti generirani izdizanjem i izljevanjem piroklastičnog materijala iz vulkanskog otvora, ili u slučaju zadržavanja mješavine piroklastičnog materijala i plina, u reljefno neistaknutom vulkanskom otvoru (McPhie et al., 1993). Tekstura tečenja u obliku *fiamma* i savijanje fragmenata plovučca u kontaktima s kristaloklastima svjedoči o tečenju piroklastičnog materijala. Makrokristalasti kalcit koji se pojavljuje u dijelovima toka kristalizirao je iz morske vode. Pokazatelji visokotemperaturne devitrifikacije svjedoče o smještanju vrućeg materijala piroklastičnog toka. Ovakve situacije nisu uobičajene u dubljem marinskom (pelagičkom) okolišu, ali su moguće u određenim slučajevima: 1) ukoliko je debljina piroklastičnih naslaga veća od stupca morske vode gdje su naslage piroklastičnog toka brzo smještene (Howells et al, 1979, Howells et al, 1985, Howells et al, 1991; Reedman et al, 1987, Wright & Coward, 1977, Orton et al, 1990) ili 2) ukoliko su naslage piroklastičnog toka nastale unutar ili u blizini aktivne kaldere (Howells et al, 1986, 1991, Busby-Spera 1984, 1986; Kokelaar & Busby 1992). Vjerojatnost za slučaj 1) nije velika obzirom da je debljina ovih naslaga 1,3 m, a taloženje se događalo u pelagičkom marinskom okolišu. Vjerojatniji je scenarij o smještanju piroklastičnog toka blizu vulkanskog otvora i njegovu konstantnom kontaktu s vrućim magmatskim tijelom. Nastavak slijeda označava približavanje aktivnom vulkanskom otvoru, odnosno koherentnom facijesu koji je mogao grijati naslage piroklastičnog toka i time dovesti do procesa staljivanja materijala, odnosno postupnog otpuštanja topline iz naslaga. Mikropoikilitna tekstura ovog litotipa također potvrđuje ovu pretpostavku (Lofgren, 1971).

Facijes hijalokastita (FH) u nastavku slijeda nastao je fragmentacijom efuzivnih stijena u kontaktu s morskom vodom, te njihovim mehaničkim trošenjem uslijed pretaloživanja (slika 26 C i D).

Bazaltni hijaloklastiti nastali su fragmentacijom bazaltne lave u kontaktu s morskom vodom. Uglati klasti s tijesnim smještanjem svjedoče o fragmentaciji lave, prilikom čega su ispucali fragmenti ostali na mjestu svoga postanka te tvore litotip *in situ* bazaltnih hijaloklastita. In situ hijaloklastiti obično ukazuju na blizinu koherentnog facijesa na ovom lokalitetu. U nastavku slijeda (ili lateralno) sve je više zaobljenih klasta bazalta i prinos epiklastičnog materijala (karbonata). Zaobljeni klasti bazalta ukazuju na primarnu fragmentaciju bazaltne lave nakon koje je slijedilo pretaloživanje, a pritom i zaobljavanje. Kako pri svakom prodoru lave na morsko dno dolazi do većeg ili manjeg nadsvođenja, mogla je nastati podmorska padina niz koju je fragmentirani materijal pretaloživan. Udaljavanjem od koherentnog facijesa bazaltne lave hijaloklastični materijal postaje sve sitniji (slika 26 C i D). Pojava litotipa pretaloženih bazaltnih hijaloklastita ukazuje na daljnje pretaloživanje materijala iz vulkanskog otvora i označava distalniji Facijes hijaloklastita (FH) u odnosu na primarni izljev. Karbonatni klasti koji sadrže pelagičku fosilnu faunu ukazuju na to da su vapnenci nastali u dubljoj marinskoj sredini, a zatim su fragmentirani i resedimentirani u prostor u kojem dominiraju pretaloženi hijaloklastiti.

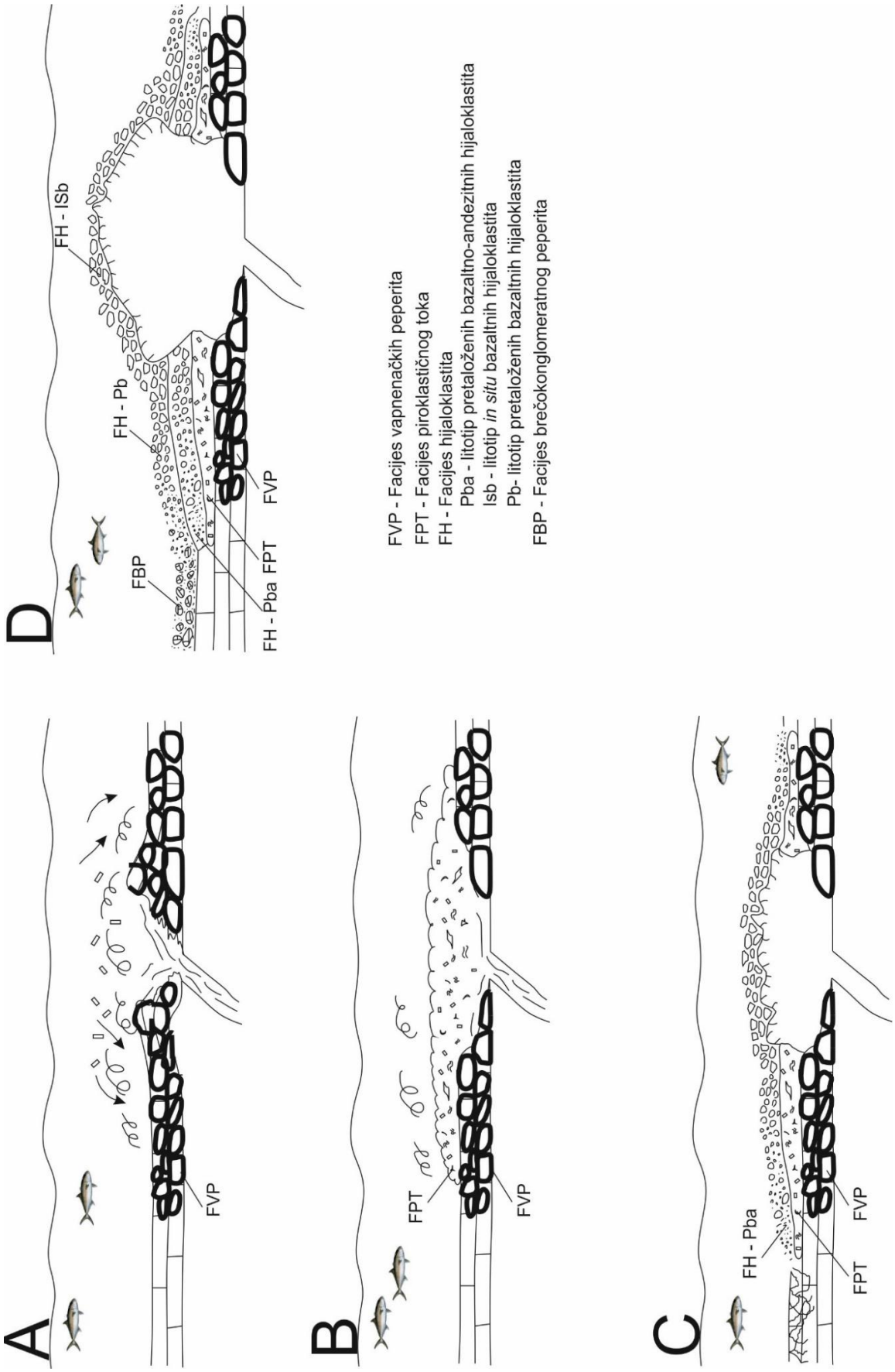
Pretaloženi hijaloklastiti nešto drugačijeg (bazaltno-andezitnog) sastava, upućuju na istovremeno postojanje i bazaltnih i andezitnih izljeva koji su bili izvorište za nastanak litotipa pretaloženih hijaloklastita bazalno-andezitnog sastava. Prilikom pretaloživanja u sastav klasta je bio uklapan epiklastični materijal (vapnenci i silicijski sedimenti), koji je taložen u okolišu prije i tijekom vulkanske aktivnosti.

Prijelaz iz litotipa u litotip unutar Facijesa hijaloklastita (FH) je postupan, što svjedoči o približavanju (prelazak iz pretaloženih bazaltno-andezitnih hijaloklastita u bazaltne *in situ* hijaloklastite), odnosno udaljavanju od vulkanskog otvora iz kojeg je generirana lava (prelazak iz bazaltnih *in situ* u pretaložene bazaltne hijaloklastite).

Facijes brečokonglomeratnih peperita (FBP) označava najdistalniji facijes u odnosu na vulkanski otvor (slika 26 D). Klasti vapnenaca i silicijskih sedimenata su decimetarskih dimenzija i različitog su stupnja zaobljenosti. To ukazuje na relativno kratak period transporta prije taloženja. Vjerojatno je u taložnom okolišu lateralno postojao prostor gdje su taložene naslage pelagičkih karbonata i mikrokristalastih rožnjaka. Silicijski sedimenti su vjerojatno taloženi zbog povećane koncentracije SiO_2 komponente u morskoj vodi, no nije isključeno da su takvi fragmenti devitrificirano staklo ili fragmenti potpuno silicificiranih vapnenaca.

Postoji mogućnost da su, uslijed povezanosti vulkanske aktivnosti s tektonikom, klasti sedimentnih stijena erodirani uslijed tektonske aktivnosti, te trasnportirani u nešto dublji prostor taložnog okoliša.

Cijeli slijed predstavlja izmjenu lateralnih/vertikalnih autoklastičnih i piroklastičnih facijesa. Pretpostavljaju se periodi najmanje dvije vulkanske erupcije koje su producirale piroklastični materijal (uzorak BG 6 – sineruptivno pretaloženi kristaloklastični tuf, uzorak BG 12 – ignimbrit), te najmanje dvije faze nastanka magmatskih efuzivnih stijena (uzorak BG 13 – pretaloženi andezitni hijaloklastit, te uzorak BG 17 – in situ bazaltni hijaloklastit). Moguće je da je početak slijeda odnosno Facijes vapnenačkih peperita (FVP) nastao nakon perioda ranijih efuzivnih i piroklastičnih događaja, ili kao preteča novim vulkanskim erupcijama i efuzijama. Periodi izbacivanja vulkanskog pepela pomiješanog s fluidima, koji se u ovom facijesu miješa s nelitificiranim karbonatnim sedimentom, označavaju ili početak ili kraj vulkanske erupcije (prema primjerima iz McPhie et al, 1993). Ako pretpostavimo da je Facijes brečokonglomeratnog peperita završna faza eruptivnih događaja u zabilježenom sedimentnom slijedu, tada Facijes vapnenačkih peperita (FVP) može predstavljati početak magmatske aktivnosti u ovom slijedu s povremenim intenzivnijim erupcijama koje su mogle dati krupniji piroklastični materijal (uzori BG 6 i BG 12), a nakon toga su uslijedile i efuzije lave. Vulkanski procesi koji su doveli do nastanka ovih autoklastičnih i piroklastičnih naslaga događali su se u marinskoj sredini u kojem je prije magmatskih događaja dominirala karbonatna sedimentacija s pelagičkom faunom.



Slika 26. Pretpostavljeni taložni model za lokalitet Bosansko Grahovo.

Slika 26. Taložni model razvoja karbonatnih i vulkanoklastičnih naslaga na lokalitetu Bosansko Grahovo. A) Magma se kreće prema površini i miješa se s nelitificiranim vodom zasićenim karbonatnim talogom. Tako su formirane stijene Facijesa vapnenačkih peperita (FVP). Povremeno je eksplozivnim erupcijama kristaloklastični i vitroklastični materijal izbacivan iz vulkanskog otvora, a koji se taloži u vidu proslojaka među slojevima peperita. Kristaloklastični pretaloženi tuf pretaložuje se niz padine nastale pri prodoru magme na površinu. B) U vulkanskom otvoru nakuplja se piroklastični materijal koji nije eksplozivno eruptiran zbog djelovanja tlaka vodenog stupca. Tako nagomilani materijal izlijeva se niz blagu padinu vulkana i smješta se u blizini vulkana, gdje ostaje grijan od nadolazeće lave. C) Izlijeva se lava bazaltno-andezitnog sastava, koja se fragmentira u kontaktu s hladnom morskom vodom te se tako nastali fragmenti transportiraju dalje od vulkanskog otvora i tvore pretaložene hijaloklastite. D) Novi veliki izljev magme bazaltnog sastava prolazi kroz slične procese. Na terenu je vidljiva bočna izmjena unutar Facijesa hijaloklastita (FH). Dio najbliži vulkanskom otvoru sastoji se od *in situ* hijaloklastita, dok se udaljavanjem od vulkanskog otvora mijenja u neznatno pretaložene i pretaložene hijaloklastite te na posljetku u Facijes brečokonglomeratnih peperita (FBP). Fragmenti karbonatnih stijena u Facijesu brečokonglomeratnih peperita (FBP) vjerojatno su nastali prilikom izljeva lave i fragmentacije očvrsnulih karbonatnih stijena, a modificirani su i zaobljeni prodiranjem lave među njih.

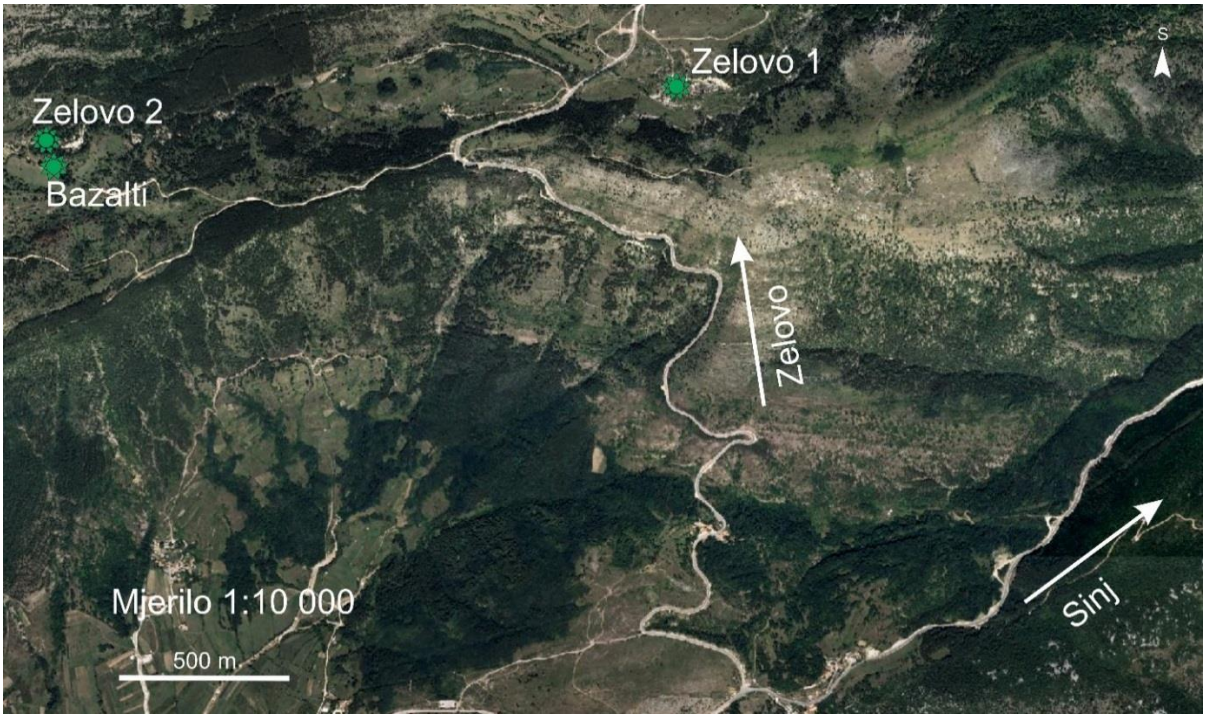
5.4. LOKALITET ZELOVO

Na ovom lokalitetu zabiljžena je pojava vulkanoklastičnih naslaga koje se nalaze u izmjeni s karbonatnim sedimentima, te pojava koherentnog facijesa bazalta. Rezultati snimljenih profila biti će prikazani zajedno obzirom na prisustvo jednakih facijesa.

5.4.1. SLIJEDOVI NASLAGA ZELOVO 1 I ZELOVO 2

Profil Zelovo 1 (slika 27) sniman je nedaleko od mjesta Zelovo u blizini Sinja, na lokaciji u literaturi poznatoj kao Zelovske staje (Belak, 2000; Marjanac, 2000). Na ovom lokalitetu slijed debljine 14 m predstavljen je izmjenom blijedo zelenih do bijelih alteriranih tufova drobljive teksture, i kompaktnih zelenih, često koso i horizontalno laminiranih kristaloklastičnih tufova, te silicificiranih vapnenaca i dolomita (slika 28). Zeleni tufovi često su u literaturi nazivani „*pietra verde*“ tufovima (prema Du Riche Preller, 1916) (slika 32 E).

Nedaleko od ove lokacije, zabilježena je pojava magmatskih efuzivnih stijena bazaltnog sastava koherentnog Facijesa. Pojave bazalta nalaze se u prekrivenom kontaktu s okolnim litologijama, a najbliži vidljivi izdanci su dolomiti profila Zelovo 2 (slika 27).

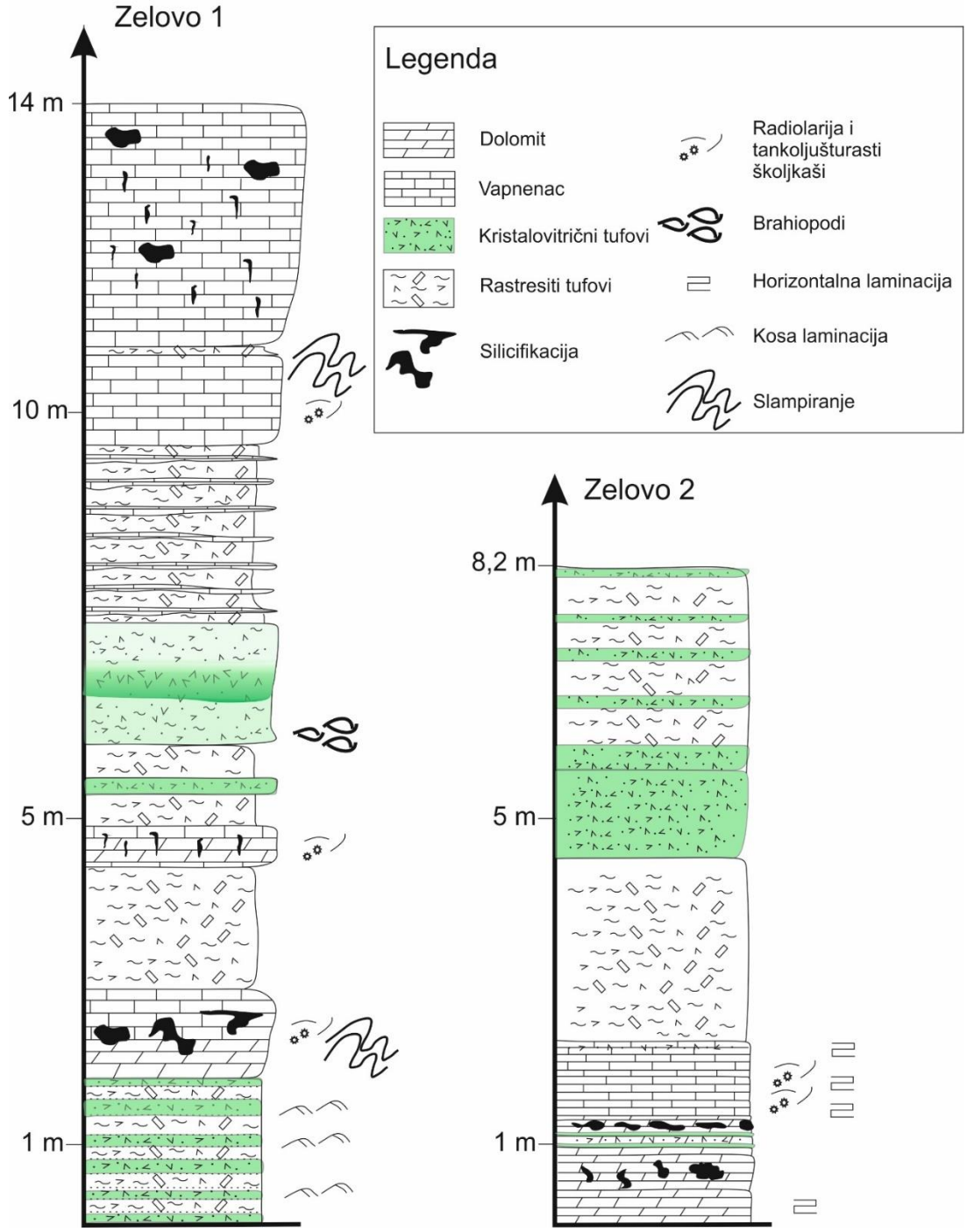


Slika 27. Mikrolokacijska karta lokaliteta u okolici Zelova. Zelena zvjezdica označava lokalitete istraživanih izdanaka. Izvor: geoportal.dgu.hr

Profil Zelovo 2 sastoji se od naslaga debljine 7,2 m (slika 28). Slijed u donjem dijelu sadrži karbonatne naslage (kasnodijagenetske dolomite i biomikite s radiolarijama i tankoljušturastim školjkašima), dok se u gornjem dijelu slijeda nalaze naslage tufova, od kristalovitričnih do potpuno vitroklastičnih.

U oba slijeda definirana su dva facijesa (slika 28):

1) Facijes sineruptivno pretaloženih tufova
2) Facijes silicificiranih karbonata



Slika 28. Slijedovi naslaga snimani na lokalitetima Zelovo 1 i Zelovo 2. Slijedovi se sastoje od izmjene Facijesa silicificiranih karbonata i Facijesa sineruptivno pretaloženih tufova.

FACIJES SINERUPTIVNO PRETALOŽENIH TUFOVA (FSPT) zabilježen je u oba snimljena slijeda (slika 28). Predstavljen je paketima slojeva ili slojevima metarskih dimenzija tufova blijedo zelene do plavo-zelene boje (slika 32 F). U Facijesu sineruptivno

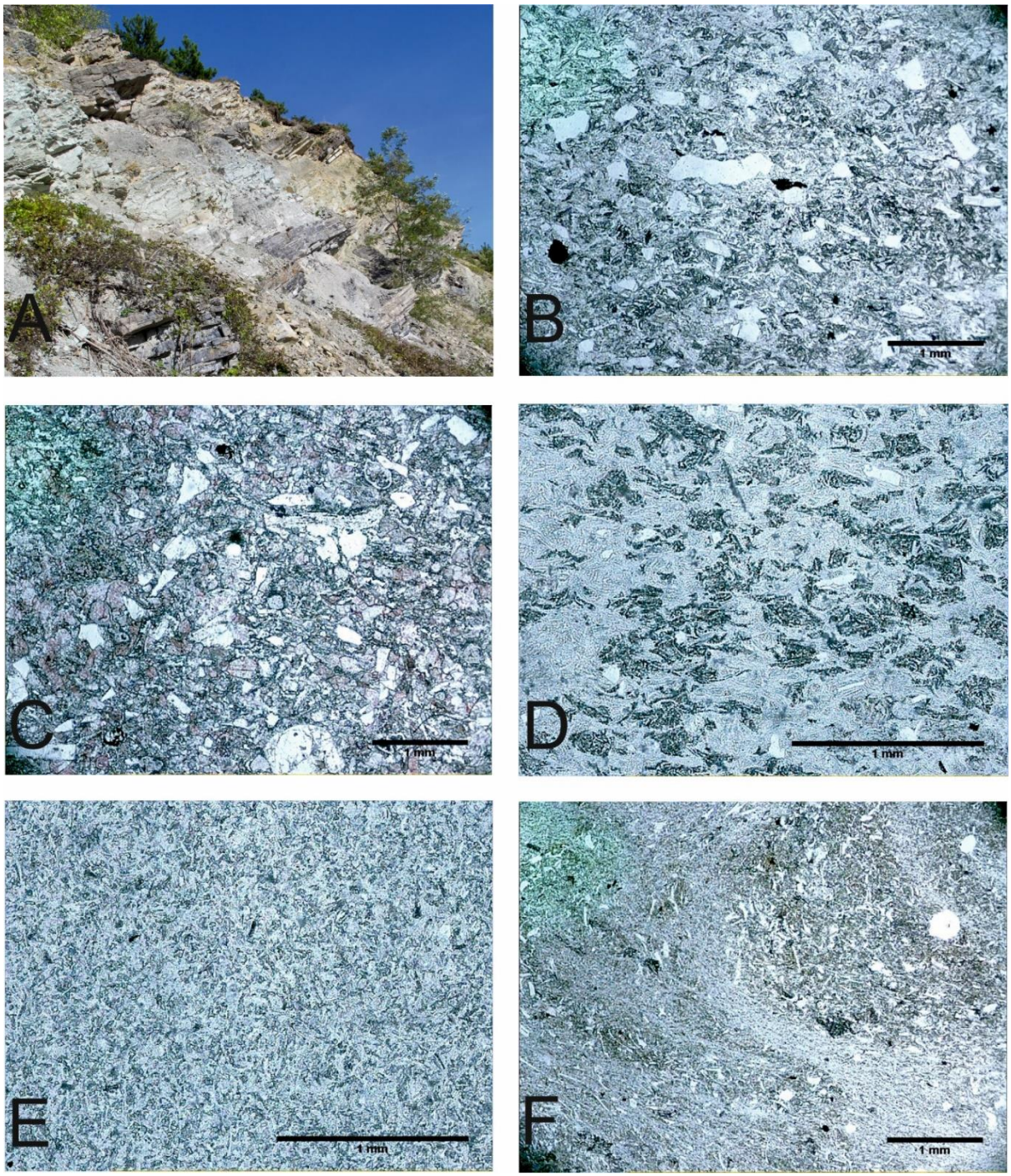
pretaloženih tufova ustanovljena su 2 litotipa: 1) litotip kompaktnih vitroklastičnih i kristalovitroklastičnih tufova, 2) litotip alteriranih tufova. Kompaktni tufovi su zelene boje, ponekad s gradacijom te kosom i horizontalnom laminacijom (donji dio slijeda), dok drobljivi, blijedo zeleni varijeteti imaju „listastu teksturu“, moguće zbog određenog udjela pelitnog sedimenta (slika 29 A). U kompaktnim tufovima moguće je uočiti i prelaz iz kristalovitroklastičnih u potpuno vitroklastične tufove. Na donjim slojnim plohama uočeni su tragovi utiskivanja, te rijetko nakupine krupnijih fosilnih fragmenata (brahiopoda).

Litotip kompaktnih vitroklastičnih i kristalovitroklastičnih tufova sastoji se od varijabilne količine kristaloklasta i vitroklasta (slika 29 B, C, D, E, F). U vitroklastičnim tufovima se povremeno može uočiti nepravilna valovita laminacija koja se očituje promjenama granulometrijskog sastava krhotina vulkanskog stakla (slika 29 F). Kristaloklasti znatno variraju veličinom, od 0,05 do 0,5 mm. Dominiraju feldspati i kvarc. Feldspati su hipidiomorfnih oblika, a ponekad pokazuju zonalnu građu. U sastavu feldspata dominiraju plagioklasi, a podređeno se uočava sanidin (slika 29 B). Stupanj alteracije varira, a uglavnom su alterirani u minerale glina. Kristaloklasti kvarca su različitih dimenzija i oblika, uglavnom nepravilni. Stupanj zaobljenosti je u rasponu od potpuno uglatih do potpuno zaobljenih. Rijetko se nalaze zrna kvarca sa sferičnim ili eliptičnim šupljinama. Prisutni vitroklasti sastoje se od krhotina stakla i fragmenata plovučca. Dimenzije krhotina stakla su od 0,02 do 0,2 mm. Zastupljene su krhotine vulkanskog stakla različitih oblika. Uglavnom su sve krhotine stakla devitrificirane. Gotovo sve krhotine imaju kalcitne rubove, a neke su u potpunosti kalcitizirane (slika 29 C). Debljina kalcitnog ruba može varirati, a središnji dio krhotina stakla obično je ispunjen silikatnim mineralima, toliko sitnim da se ne mogu determinirati polarizacijskim mikroskopom. Fragmenti plovučca su veličina od 0,2 do 3 mm. Oblici fragmenta plovučca su uglavnom nepravilni, izduženi, zaobljeni do uglati. Fragmenti plovučca devitrificirani su u mikrokristalasti kvarc (slika 29 C). Zamijećen je i manji udio opakih minerala (oko 5 %), uglavnom sferičnih do ovalnih zrna. Vezivo se sastoji od vulkanskog stakla devitrificiranog u mikrokristalasti kvarc i klorit (slika 29 D), ponekad alteriranog u minerale glina (slika 29 C), ili od kalcitnog/dolomitnog cementa (slika 29 E).

Litotip alteriranih tufova se pojavljuje u izmjeni s kompaktnim zelenim tufovima. Svijetli slojevi su desetak centimetara debljine i imaju karakterističnu „listastu“ teksturu. U sastavu su prisutna zrna kvarca, feldspata i tamna zrna opakih minerala. Vjerojatno ovaj litotip sadrži veću količinu minerala glina u odnosu na kompaktne tufove, iz čega moguće potječe i „listasta“ tekstura ovog litotipa.

Interpretacija Facijesa sineruptivno pretaloženih tufova (FSPT):

Pojava ovog facijesa povezana je s vulkanskom aktivnošću. Piroklastični materijal, kalcitno vezivo, prisustvo marinskih fosila i kontakt s vapnencima svjedoče o taloženju ovog facijesa u marinskom okolišu. Sadržaj fosila u vapnencima pretpostavlja dublji marinski (pelagički) okoliš (Flügel, 2004). Kosa laminacija, te gradacija od kristlaovitroklastičnih u potpuno vitroklastične tufove uočena u liotipu kompaktnih vitroklastičnih i kristalovitroklastičnih tufova te njihova izmjena s litotipom rastresitih tufova ukazuje na taloženje iz gravitacijskih tokova turbiditnog tipa. Vitroklasti mjehurastog oblika, ili zvjezdastog oblika te oblika slova X ili Y, kao i fragmenti plovučca i kristaloklasti kvarca s oblim i eliptičnim šupljinama, ukazuju na porijeklo iz volatilima bogatih eruptivnih događaja. Erupcije koje produciraju ovakav materijal najčešće su freatomagmatskog ili freatoplinijskog tipa. Vjerojatno je materijal nastao eksplozivnim erupcijama koje su se događale u morskom okolišu. Piroklastični materijal je padom iz zraka i transportom kroz morsku vodu prvotno bio smješten u pliće dijelove, vjerojatno na podmorske padine, te je potom niz postojeću padinu pretaloživan gravitacijskim putem. Ukupni piroklastični materijal, bilo da se transportira piroklastičnim tokovima ili padom iz zraka, u kontaktu s morskom površinom doživljava separaciju i tim se procesima koncentrira, odnosno razdjeljuje materijal različite gustoće, što se vidi u prijelazu kristalovitričnih u vitrične varijetete (Ninkovich et al., 1978; Ledbetter & Sparks, 1979; Sparks & Huang, 1980; Cashman & Fiske, 1991; McPhie et al, 1993).



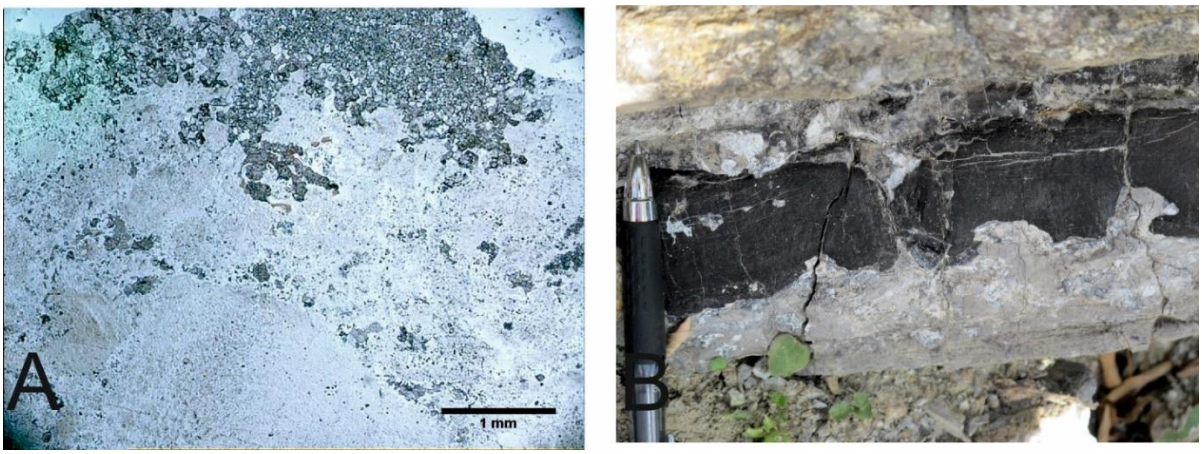
Slika 29. Makro- i mikrofotografije stijena s profila Zelovo 1. Facijes sineruptivno pretaloženih tufova. A) Terenska fotografija profila Zelovo 1. Vidljiva je izmjena zelenih kompaktnih tufova s rastresitim blijedo zelenim do bijelim tufovima. B) Mikropetrografska fotografija kristalovitričnog tufa. Kristaloklasti su dominantno kvarc i plagioklasi. Krhotine stakla su srpastog, igličastog oblika ili oblika slova Y, X. Uzorak Z9. C) Kristalovitrični tuf sa sparitnim kalcitnim vezivom. Vitroklastični materijal se sastoji od krhotina stakla i fragmenata plovučca koji su potpuno alterirani i djelomično su do potpuno izgubili vezikularnu strukturu.Uzorak Sinj-6. D) Dominantno vitroklastični tuf. Vitrokasti su dimenzija vulkanskog pepela. Krhotine stakla su uglavnom igličastog, srpastog oblika, tijesno zbijene. U pojedinim dijelovima uzorka krhotine stakla su devitrificirane u agregate klorita. Uzorak Sinj-1. E) Vitroklastični tuf s sparikalcitnim vezivom. Krhotine stakla su pločaste, mjehuraste, oblika slova X i Y. Uzorak Sinj-10. F) Nepravilna laminacija u vitroklastičnom tufu. Povijene lamine predstavljaju unutarnje slamp strukture taloga, i ukazuju na taloženje materijala na nestabilnim podmorskim padinama. Uzorak Z11.

FACIJES SILICIFICIRANIH KARBONATA (FSK) predstavljen je tamno sivim do crnim karbonatnim nalagama. Česta je silicifikacija koja se očituje crnim dijelovima nepravilnog, nodularnog ili tanko pločastog oblika (slika 30 B). Karbonati su tanko do srednje slojeviti. U slojevima je moguće uočiti horizontalnu laminaciju koja se očituje izmjenom karbonatnih i silicificiranih lamina (slika 31 A). Povremeno se u kontaktima s alteriranim tufovima može uočiti tekstura utiskivanja. U gornjem dijelu slijeda u Facijesu silicificiranih karbonata prisutni su proslojci tamne organske tvari (slika 31 F), a na što su svojim radovima ukazali i Šćavnićar et al., (1984), Belak, (2000), i Marjanac, (2000).

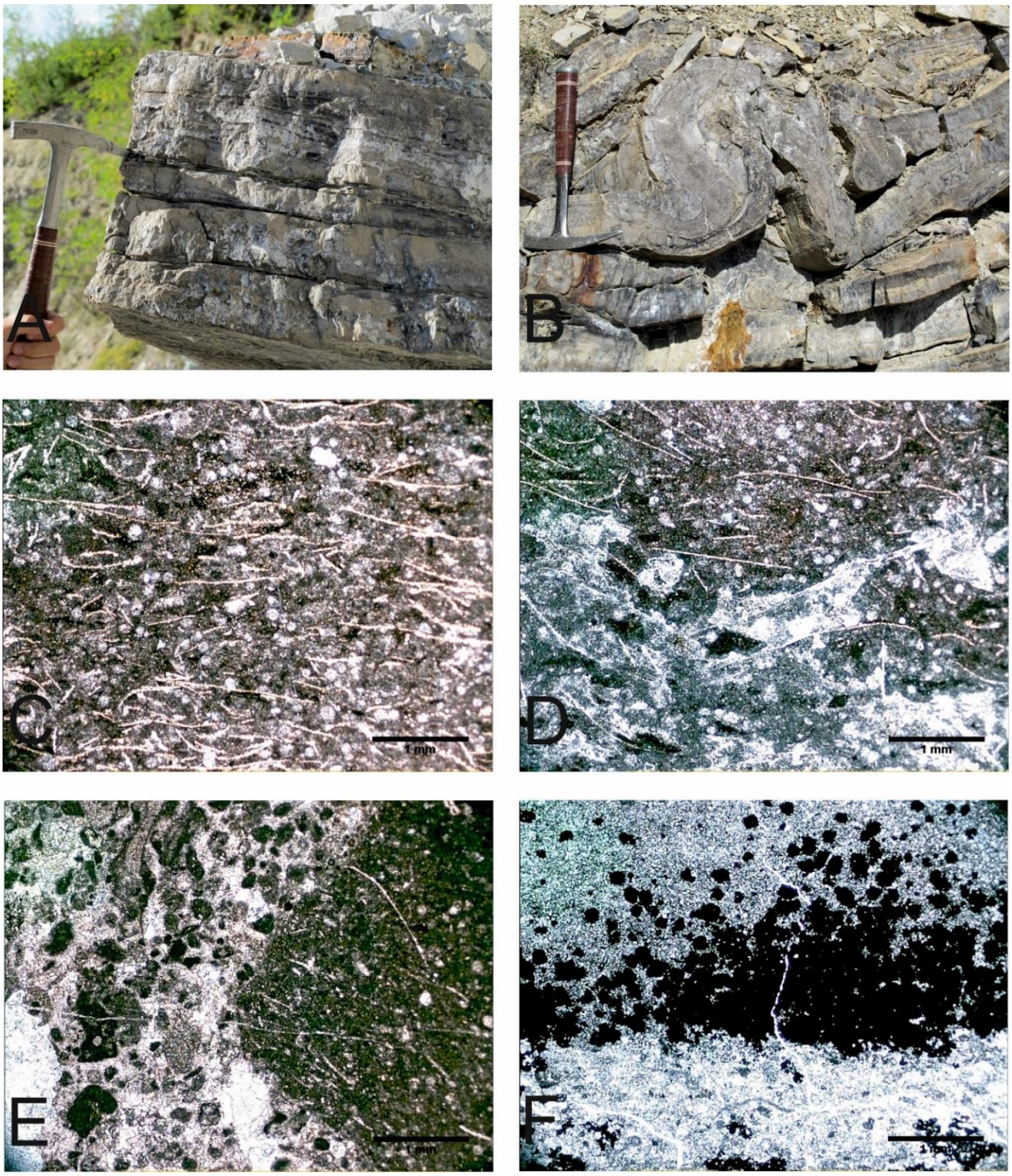
U ovom facijesu uočena je tekstura slampiranja (slika 31 B). Prisutna su dva litotipa 1) litotip silicificiranih vapnenaca i 2) litotip silicificiranih dolomita.

Litotip silicificiranih vapnenaca predstavljan je uglavnom vekstonima (slika 31 E), rijeđe litoklastičnim vapnencima (*sensu* Flügel, 2004). Vekstonski – biomikritni varijeteti sastoje se od fosila tankoljušturastih školjkaša i radiolarija povezanih mikritnim muljem. Radiolarije su relativno dobro očuvane i moguće je prepoznati strukturu silicijskih ljušturica (slika 31 C). Varijetet litoklastičnih vapnenaca sastoji se od loše sortiranih klasta vapnenaca različitog sastava. Prepoznati su klasti potpuno mikritnog sastava, biomikriti s radiolarijama i biospariti s algama. Pelagički klasti su veći, uglavnom ruditnih dimenzija. Vezivo je dominantno krupnokristalasti sparikalcit. U litoklastičnim vapnencima moguće je prepoznati laminaciju i normalnu gradaciju. Svi varijeteti su silicificirani. Silicificirana područja su uglavnom nepravilno raspoređena u obliku leća i nodula ili se pojavljuju kao tanki proslojci. Silicificirana područja sastoje se od mikro- do makrokristalastog kvarca. Mjestimice su uočene i domene rekristalizirane u makrokristalasti dolomit. Također su u vapnencima mjestimično prisutni sitni opaki minerali.

Litotip silificiranih dolomita predstavljen je kasnodijagentskim dolomitima. Struktura dolomitnih kristala je subhedralna do euhedralna. Veličina kristala varira od 0,05 mm, do 0,4 mm. Neki vapnenci nisu potpuno dolomitizirani već sadrže relikte biomikrita (slika 31 D). Česta je silicifikacija koja može zahvatiti veliki udio stijena. Silicificirane domene su izgrađene od makrokristalastog kvarca (slika 30 A).



Slika 30. Facijes silicificiranih karbonata. A) Mikrofotografija potpuno silicificiranog makrokristalastog dolomita. Uzorak Sinj-3. B) Makroskopski uzorak silicificiranog karbonata. Silicifikacija se pojavljuje u nepravilnim lećama, nodulama ili rijetko proslojcima.



Slika 31. Facijes silicificiranih karbonata (FSK). A) Terenska fotografija Facijesa silicificiranih karbonata (FSK). Tamne nepravilne lamine rožnjaka izmjenjuju se s vapnencima. B) Struktura slampiranja u Facijesu silicificiranih karbonata (FSK). Slampiraju se paketi slojeva. C) Vapnenac pekstonskog tipa u Facijesu silicificiranih karbonata (FSK). Obilje radiolarija i tankoljušturastih školjkaša ukazuje na pelagički okoliš taloženja ovih naslaga. Uzorak Z-7. D) U donjem dijelu mikrofotografije nalazi se dolomitizirani vekstonski vapnenac, dok je u gornjem dijelu vapnenac zadržao primarnu strukturu i ostao neizmjenjen. Uzorak Z-4. E) Mikrofotografija litoklastičnog vapnenca koji sadrži klaste različitog sastava. Veliki klast pelagičkog vapnenca nalazi se u desnom dijelu fotografije, dok su u lijevom dijelu vidljivi sitniji klasti vapnenaca, ali i fosili karakteristični za pliće marinske okoliše (alge, foraminifere). Uzorak Sinj-3b. F) Organska tvar u dolomitu pojavljuje se u laminama ili kao nepravilne nakupine.Uzorak Sinj 13.

Interpretacija Facijesa silicificiranih karbonata (FSK):

Prisustvo tankoljušturastih školjkaša i radiolarija u vekstonsko-biomikritnim varijetetima ovog facijesa ukazuju na taloženje u dubljim marinskim -pelagičkim prostorima. Slično su ovaj okoliš interpretirali Jelaska et al. (2003) i Balini et al. (2006). Međutim, prisustvo radiolarija ne određuje izravno veliku dubinu taložnog bazena (Belak, 2000). Biomikritni vapnenci s pelagičkom faunom i horizontalnom laminacijom vjerojatno su taloženi iz suspenzije, slijeganjem fosilnog materijala i mikritnog mulja. Taloženje se događalo iznad dubine CCD linije. Litoklastični vapnenci s litoklastima pelagičkih, ali i plitkomorskih vapnenaca nastali su fragmentacijom i pretaloživanjem materijala iz plićeg taložnog okoliša. Klasti plitkomorskih vapnenaca porijeklom su s tektonski izdignutih blokova na kojima su taloženi plitkomorski vapnenaci. Fragmentacija materijala je vjerojatno uvjetovana tektonikom, moguće zbog izranjanja tih prostora. Fragmentirani materijal je pretaloživan gravitacijskim tokovima niz nastalu podmorsku padinu, na što ukazuju teksture horizontalne laminacije i gradacija u slojevima litoklastičnih vapnenaca. Klasti pelagičkih karbonata mogli su biti uklopljeni u sastav tijekom transporta niz padinu, bliže taložnom prostoru, na što ukazuje i granulometrijska razlika takvih klasta od ostalog klastičnog materijala. Litoklastične vapnence Belak (2000) naziva kalkarenitima.

Naslage vapnenaca su sekundarno dolomitizirane u makrokristalaste dolomite. Moguće je da je dolomitizacija bila potaknuta prodorom magme u taložni okoliš.

Silicifikacija je također dijagenetska pojava. Povećanje koncentracije SiO_2 komponente u marinskom taložnom prostoru dovelo je do formiranja nodularnih, lećastih ili tankopločastih tamnih silicificiranih dijelova u karbonatnim naslagama.

Organizacija facijesa na lokalitetu Zelovo

Slijed Zelovo 1 i Zelovo 2 sastoje se od istih facijesa (slika 28). Slijed Zelovo I započinje Facijesom sineruptivno pretaloženih tufova (FSPT) i karakterističnom izmjenom litotipa kompaktnih kristaloklastičnih i vitroklastičnih tufova s litotipom rastresitih tufova. Ovakva izmjena predstavlja turbiditne naslage. Nakon prvih slojeva naslaga Facijesa sineruptivno pretaloženih tufova debljine (FSPT) 1,8 m taloži se Facijes silicificiranih karbonata (FSK). U Facijesu silicificiranih karbonata (FSK) prisutni su varijeteti vekstona – biomikrita taloženih slijeganjem iz suspenzije u pelagičkom okolišu te horizontalno laminiranim litoklastični vapnenci s normalnom gradacijom koji predstavljaju karbonatni materijal pretaložen iz plićih dijelova. U središnjem dijelu slijeda prisutan je markantni zeleni sloj kompaktnih tufova debljine 1,5 metara. Iznad njega ponovno je prisutan litotip rastresitih tufova debljine 20-30 cm

u izmjeni s proslojcima karbonata (3-8 cm). Završni dio slijeda sastoji se dominantno od karbonata s rijetkim rastresitim tufovima i teksturom slampiranja (slika 28).

Izmjena pirokastičnih naslaga nastalih pretaloživanjem putem turbiditnih tokova Facijesa sineruptivno pretaloženih tufova (FSPT) i pelagičkih vapnenaca slijeganih iz suspenzije u periodima niske enekrgije okoliša u Facijesu silicificiranih karbonata (FSK) ukazuje na izmjenu tektonski i vulkanski aktivnih epizoda i epizoda mirovanja vulkanske aktivnosti.

Slijed naslaga Zelovo 2, debljine 7,9 m, jednostavnije je facijesne organizacije. Donji dio slijeda, debljine 2,1 metar sastoji se dominantno od Facijesa silicificiranih karbonata, s dva tanka proslojka tufa s karbonatnim vezivom. U gornjem dijelu slijeda Zelovo 2 (od 5,8 metara do kraja slijeda) prisutan je Facijes sineruptivno pretaloženih tufova (FSPT). U čitavom facijesu u ovom profilu moguće je uočiti positnjavanje prema vrhu, iz kristalovitroklastičnih u vitroklastične tufove s nejasnom valovitom laminacijom (slika 28).

5.4.2. TOČKASTI UZORCI EFUZIVA IZ OKOLICE ZELOVA

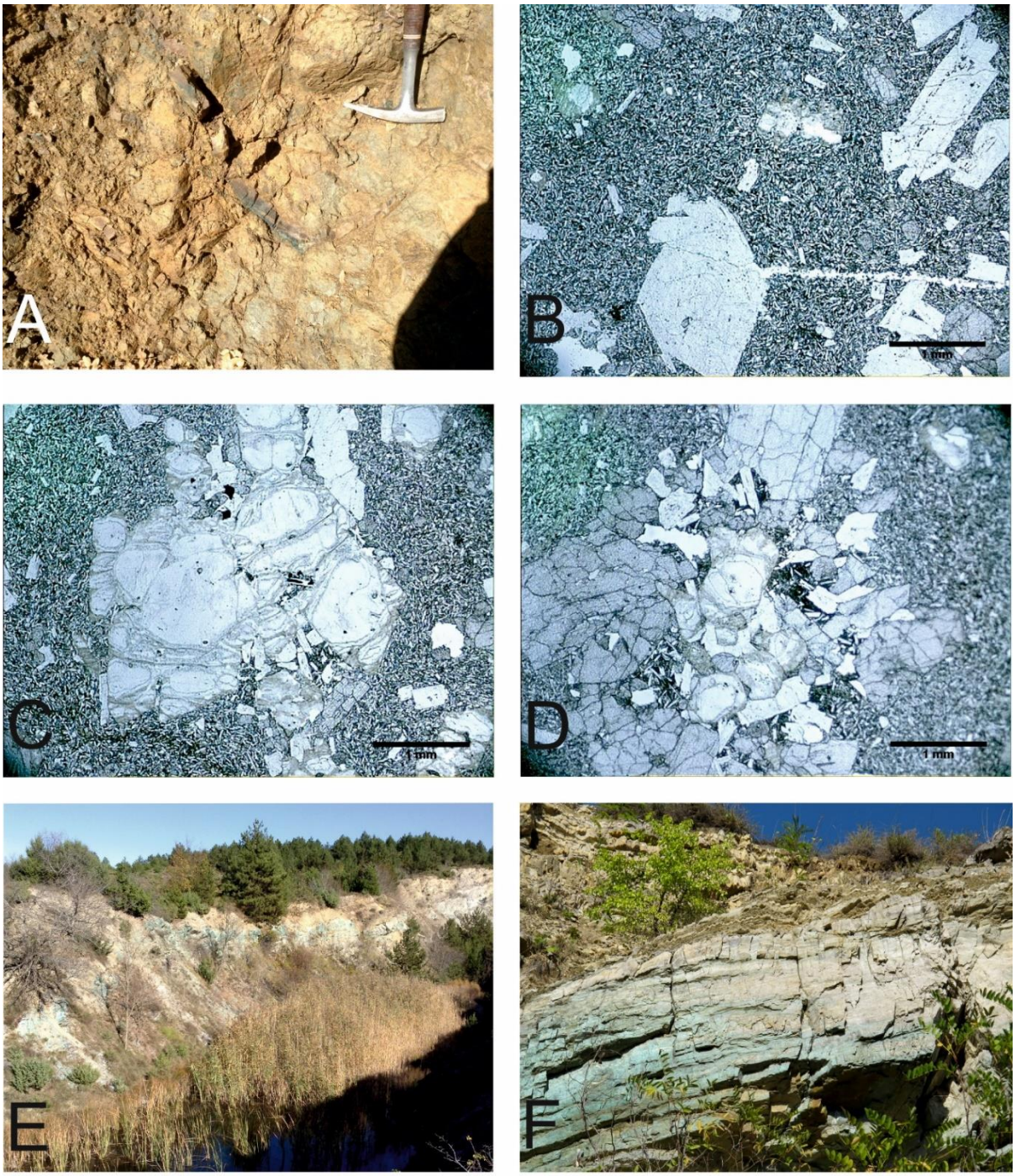
Nedaleko od snimljenog slijeda naslaga Zelovo 2 uočene su pojave intenzivno trošenih magmatskih stijena. Stijene su smeđe do zelene boje. Svježi djelovi su tamni, gotovo potpuno crni i imaju porfirnu teksturu. Moguće je uočiti kuglaste/jastučaste forme koje se između ostalog očituju svjetlijim odnosno tamnijim nijansama na izdanku (slika 32 A). Rubovi jastučastih formi često su raspucali. Oko samih izdanaka ovih stijena sve je prekriveno vegetacijom, te je njihov precizni kontakt s okolnim stijenama bilo nemoguće utvrditi. Neposredno u blizini snimljen je slijed naslaga Zelovo II koji počinje silicificiranim dolomitima Facijesa silicificiranih karbonata (FSK). Zabilježene efuzivne stijene svrstane su u **koherentni Facijes (KF).** Stijene ovog facijesa determinirane su kao litotip bazalta.

Litotip bazalta predstavljen je stijenama intersertalne i glomeroporfirne strukture u kojoj se nalaze fenokristali plagioklasa, klinopiroksena i olivina (slika 32 B, C, D). Najčešći fenokristali su plagioklasi idiomorfnih formi, veličine do 1 mm (slika 32 B). Prisutni su lamelarni i zonalni kristali plagioklasa. Plagioklasi su često zahvaćeni alteracijama u minerale glina i kalcit. Fenokristli klinopiroksena formiraju nakupine dajući stijeni glomeroporfirnu strukturu (slika 32 D). Nakupine čine hipidiomorfni do idiomorfni kristali dimenzija od 0,2 do 0,6 mm. Gotovo svi kristali su klinopirokseni. Često su alterirani u klorit i opake minerale. Fenokristali olivina su dimenzijama najveći, i do 5 mm. Forme kristala olivina su hipidiomorfne do alotriomorfne. Uglavnom su svi fenokristali olivina raspucali i potpuno alterirani u agregate igličastih i vlaknastih minerala serpentina (slika 32 C).

Osnova je izgrađena je od sitnih mikrolita plagioklasa i zrna klinopiroksena dimenzija oko 0,2 mm između kojih se nalazi staklo.

Interpretacija Koherentnog facijesa (KF):

Stijene ovog facijesa nastale su izljevom bazaltne lave u marinski okoliš. Iako kontakt Koherentnog Facijesa (KF) i Facijesa silicificiranih karbonata (FSK) ili Facijesa sineruptivno pretaloženih piroklastita (FSPT) nije točno ustanovljen ranijim istraživanjima (Šćavničar et al., 1984) oni se nalaze u konkordantnom položaju. Izostanak stijena peperitnog tipa svjedoči o proboju bazalta kroz već litificirane stijene. Prisustvo glomeroporfirne strukture ukazuje na zadržavanje magme u komori i visok stupanj kristalizacije.



Slika 32. Terenske fotografije izdanaka i mikrofotografije bazalta iz okolice Zelova. A) Terenska fotografija izdanka bazalta u okolici Zelova. Tamni dijelovi na trošnim izdancima ukazuju na jastučaste forme. B) Intersertalna struktura bazalta s idiomorfnim fenokristalima plagioklasa (uzorak ZB-3). C) Potpuno serpentinizirani fenokristal olivina u bazaltu okolice Zelova, uzorak ZB 3. D) Glomeroporfirna struktura klinopiroksena i plagioklasa u bazaltima (uzorak ZB-4). E) Terenska fotografija izdanka s „*pietra verde*“ tufovima. Moguće je uočiti markantni zeleni sloj tufova. F) Markantni sloj „*pietra verde*“ tufa na lokalitetu Zelovo. U podini i u krovini je u kontaktu s rastresitim blijedim tufovima.

5.4.3. TALOŽNI MODEL ZA LOKALITET ZELOVO

Snimljeni slijed naslaga na lokaciji Zelovo na temelju prisutnosti pelagičke biote vapnenaca (radiolarije i tankoljušturasti školjkaši), interpretiran je kao dubljemorski taložni okoliš. Pelagičke fosile s istraživnog lokaliteta odredili su brojni autori (Šćavničar et al., 1984; Belak, 2000; Marjanac, 2000; Jelaska et al., 2003; Balini et al., 2006; Aljinović et al., 2010; Hrvatović et al., 2011; Goričan et al., 2015; Halamski et al., 2015), i zaključili da su srednjetrijaski tufovi Zelova smješteni u dublji marinski okoliš. U blizini istraživanog lokaliteta prisutne su naslage karbonatnih breča, tzv. „Otarničke breče“, koje stratigrafski pripadaju anizičkom katu srednjega trijasa. Pojava ovakvih naslaga dokaz je tektonske aktivnosti i izdizanja blokova početkom srednjega trijasa (poglavlje 6.2. Razvoj zapadne obale Tetisa). Tim tektonskim pokretima mogla su biti stvorena izdignuta (subaerska) i spuštena (dubokomorska) područja. Na izdignutim blokovima dolazi do prekida sedimentacije – hijatusa, te erozije. Erodirani materijal izdignutih blokova (plitkomorskih vapnenaca) povremeno je pretaložen u novonastale dublje marinske prostore. Šćavničar et al. (1984) na temelju detaljnog kartiranja ovoga područja ukazuju na dvije pojave bazaltnih stijena i s njima asocirane tufove. Prvu pojavu autori definiraju kao anizičku, uz koje se javljaju kristaloklastični tufovi, dok drugu svrstavaju u ladinik i i za nju vežu „*pietra verde*“ tufove (pogavlje 6.3. Biostratigrafija i odnosi vulkanoklastičnih naslaga Vanjskih Dinarida na temelju konodonata i amonita). Terenskim istraživanjima u okviru ovoga rada anizičke efuzivne stijene i s njima asocirani litoklastični tufovi nisu pronađeni, ali gore spomenuti autori navode kako se radi o „trošnim i drobljivim stijenama“ pa je moguće kako su sada te naslage potpuno prekrivene raslinjem. Bitna karakteristika cijelog istraživanog srednjetrijaskog slijeda koji su prezentirali Šćavničar et al. (1984) je promjena kemizma tufova iz bazaltnih (anizičkih) u neutralne (ladiničke).

Belak (2000) interpretira taložni okoliš nastanka *pietra verde* tufova kao *simple graben* strukture odnosno intrašelfne prostore s formiranim minornim strukturnim depresijama, ili prostore šelfne padine velikih strukturnih depresija kontinentalnih riftnih bazena.

Naslage na istraživanoj lokaciji sastoje se od izmjene Facijesa sineruptivno pretaloženih tufova (FSPT) i Facijesa silicificiranih karbonata (FSK). Teksturne značajke gradacije, kose i horizontalne laminacije u litotipu kristalo- i vitroklastičnih tufova ukazuju na transport mehanizmima gravitacijskih struja i taloženje u dubljem marinskom okolišu. Marjanac (2000) navodi kako izmjena zelenih kompaktnih tufova i rastresitih, glinom bogatih blijedozelenih i bijelih tufova predstavlja jedinice Tb-Tc turbiditnih sekvencija. Prisutnost kose

i horizontalne laminacije u pojedinim slojevima ide u prilog toj interpretaciji. Ljušturice brahiopoda uočene u bazi sloja tufa (na 5,5 m slijeda) (slika 28) svjedoče o mehanizmima pretaloživanja gravitacijskim tokovima kada se u bazi sloja nalazi najkrupniji materijal (lag). Procesi slampiranja uočeni na profilu Zelovo 1, uglavnom u Facijesu silicificiranih karbonata (FSK) ukazuju na moguće taloženje na padini uz istovremeno povećanje nagiba padine, što dovodi do slampiranja primarno taloženih naslaga.

Belak (2000) napominje da se taloženje događalo u tzv. „*simple graben*“ strukturama, odnosno intra-šelfnom prostoru s formiranim strukturnim depresijama, ne navodeći moguću dubinu taloženja. Međutim, postojanje gravitacijskih struja iz kojih su taloženi debeli slojevi piroklastita i djelomično vapnenci, sugeriraju dublji taložni okoliš. Goričan et al. (2015) istraživali su zajednice radiolarija u prisutnim naslagama i zaključili kako je relativno malena diverzifikacija radiolarijskih vrsta vjerojatno uvjetovana ograničenom komunikacijom s otvorenim morskim okolišem, odnosno moguće je postojanje podmorske barijere koja je donekle zatvorila taložni prostor (slika 33 A, B, C, D). Takva barijera mogla je biti lokalno submarinsko uzvišenje, nastalo uslijed tekonike i rasijedanja te izdizanja i spuštanja blokova, i vulkanizma (slika 33 A).

Halamski i suradnici (2015) istraživali su brahiopodnu faunu srednjetrijaskih naslaga na Svilaji i ustanovili također neuobičajenu zajednicu brahiopoda, a taložni okoliš u kojem su egzistirali brahiopodi su interpretirali kao okoliš algalne livade (*algal meadow*). Ovakav okoliš vjerojatno je egzistirao na izdignutim tektonskim blokovima na kojima se odvijala plitkomorska karbonatna sedimentacija. Odredba nove, do sada nepoznate vrste brahiopoda, vjerojatno ukazuje na pojavu moguće endemskih vrsta u generalno ograničenim marinskom prostoru te i donekle ograničenu komunikaciju unutar marinskog prostora.

Izdanci bazalta koji se nalaze neposredno u blizini Facijesa silicificiranih karbonata (FSK) vjerojatno su se izljevali na morsko dno. Nejasne jastučaste forme uočene u bazaltu mogu ukazivati na uobičajene forme nastale submarinskim bazaltnim izljevima (slika 33 B). Litotip bazalta svakako je dokaz magmatskih prodora u okoliš, a s istim izvorom vjerojatno je povezan i nastanak piroklastičnog materijala. Bazaltni izljev u marinski okoliš u kojem su se taložile vapnenačke naslage uzrokovao je dolomitizaciju, a vjerojano i silicifikaciju u Facijesu silicificiranih karbonata (FSK).

Slojevi piroklastičnog materijala se sastoje od kristaloklastičnih do vitroklastičnih, te prijelaznih varijeteta. Piroklastični materijal ima karakteristike pretaloživanja (Tb i Tc intervali turbiditnoga toka (Marjanac, 2000)). Marjanac (2000) interpretira donji dio intervala kao naslage niskog piroklastičnog oblaka (*base surge deposit*) na temelju tanke nepravilne i

povijene laminacije, dok gornji dio intervala interpretira kao naslage ignimbrita. Slična laminacija uočena je i u uzorcima vitroklastičnih tufova (slika 29 F). Naslage niskog piroklastičnog oblaka mogu nastati isključivo na kopnu kao produkt transporta i taloženja piroklastičnih čestica u plinovitom oblaku (Fisher, 1979; Walker, 1981, McPhie et al., 1993). Obzirom na neposredni kontakt ovih naslaga s vapnencima s pelagičkom faunom, vjerojatnija interpretacija je da je ovakva laminacija nastala uslijed kretanja vitroklastičnog materijala niz padinu. Također, u sastavu tufova nisu prisutni fragmenti plovučca u obliku *fiama,* niti zone u kojima su fragmenti plovučca koncentrirani, što se smatra dokazima ignimbritnih tokova (Fisher & Schminke, 1984; McPhie et al., 1993). Stoga se taloženje ovim mehanizmom ne smatra vjerojatnim.

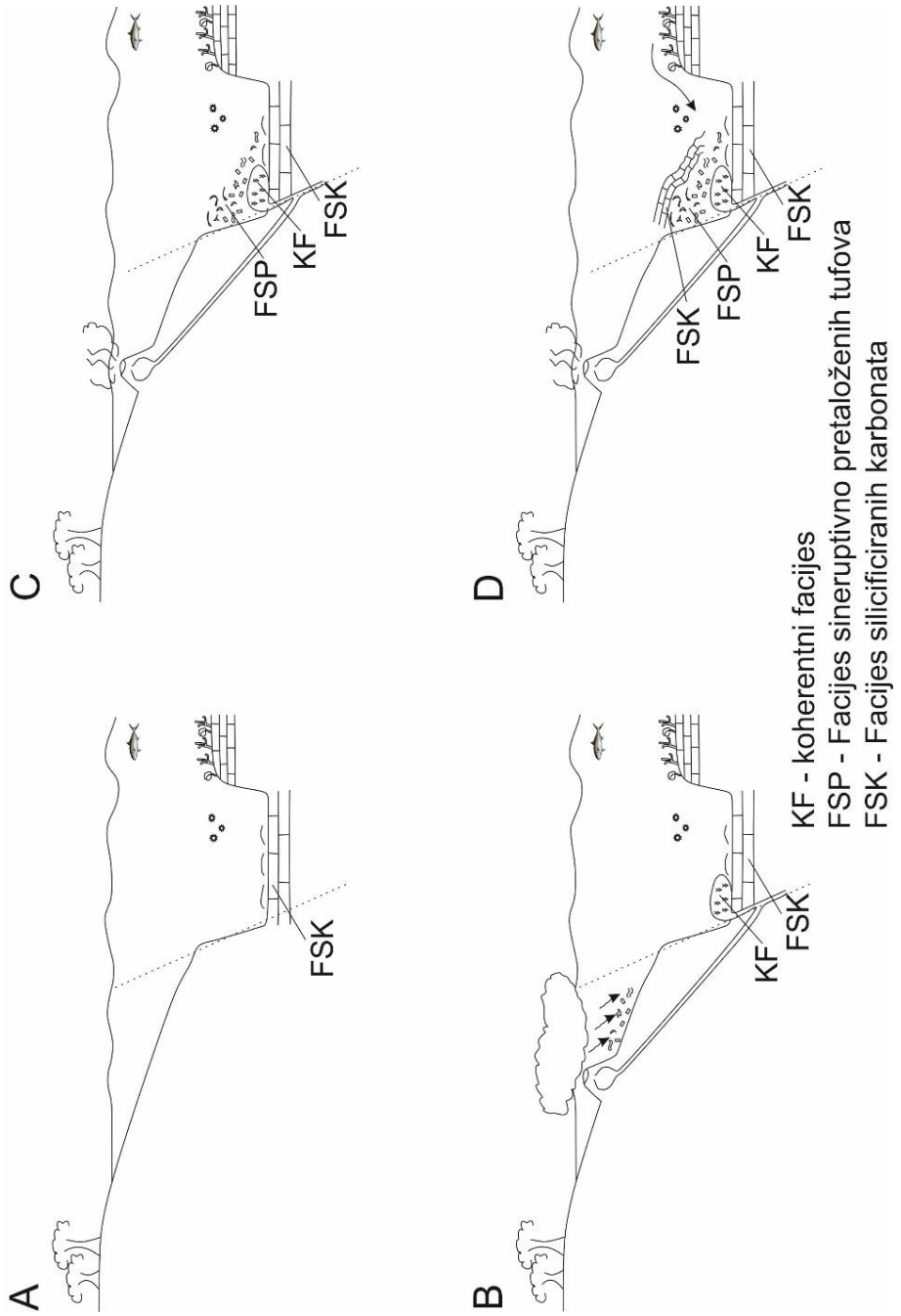
Na lokalitetu Zelovo u Facijesu sineruptivno pretaloženih tufova (FSPT) nije došlo do potpune separacije kristaloklastičnog od vitroklastičnog materijala kao što je zabilježeno u Facijesu sineruptivno pretaloženih piroklastita na lokalitetu Donje Pazarište (PP) (slika 6 E i F). Na lokalitetu Zelovo kristaloklastični i vitroklastični materijal se pojavljuju zajedno u najdonjim dijelovima turbiditnih slojeva. Usporedbom Tb turbiditnih intervala Facijesa sineruptivno pretaloženih tufova Donjeg Pazarišta (PP) i Zelova (FSPT) može se zaključiti kako na Zelovu nedostaje čista kristaloklastična jedinica. Razlog tome može biti brzo zaustavljanje turbiditnih tokova koji su pretaloživali materijal na lokalitetu Zelovo. Takva brza sedimentacija turbidita vjerojatno je povezana s akomodacijskim prostorom, odnosno veličinom bazena koji je na ovom lokalitetu bio manjih dimenzija nego u Donjem Pazarištu gdje je transport bio dulji, a time i separacija piroklastičnog materijala na temelju granulometrije i specifične težine materijala. To bi moglo značiti i smještanje piroklastičnog turbiditnog toka u proksimalnom dijelu taložnog bazena u odnosu na padinu niz koju se gravitacijski tok kretao (slika 33 C).

Oblici vitričnih sastojaka, prisustvo fragmenata plovučca i ukupna debljina piroklastičnih slojeva (ukupno 8 od 14 m) svjedoči o intenzivnim i silovitim erupcijskim događajima kakvi su se mogle razviti iz erupcija freatomagmatskog ili freatoplinijskog tipa. Takvi tipovi erupcije specifični su u okolišima gdje je moguć utjecaj vode nemagmatskog porijekla, čime se povećava udio volatila u magmatskoj komori. Freatomagmatske erupcije tada ukazuju da se vulkansk iz kojeg je generiran piroklastični materijal nalazio u marinskom okoliš ili njegovoj neposrednoj blizini. Freatomagmatske erupcije mogu se se događati u submarinskim okolišima do 2000 m dubine (Kokelaar, 1986). Podmorske erupcije ovisno o intenzitetu mogu dio materijala izbaciti izvan mora, dok dio ostaje u morskom okolišu i prvotno je smješten taloženjem iz vodene suspenzije. Takav materijal primarno je bio taložen u plićim

dijelovima bazena (slika 33 C), a potom turbiditnim tokovima pretaloživan u dublje marinske dijelove odnosno korita ili *simple-grabene* (Belak, 2000).

Glinoviti materijal u glinovitim tufovima je mogao nastati kao produkt trošenja feldspata ili vulkanskog stakla. Postoji mogućnost njegova donosa u taložni prostor kao terigenog materijala. Terigenom porijeklu glinovitog materijala u prilog ide nalaz kopnenih biljaka, što svjedoči o pretaloživanju s obližnjeg kopna (zabilježen je nalaz ostataka kopnenih biljaka (Šćavničar et al., 1984; Belak, 2000; Marjanac, 2000; Goričan et al., 2015).

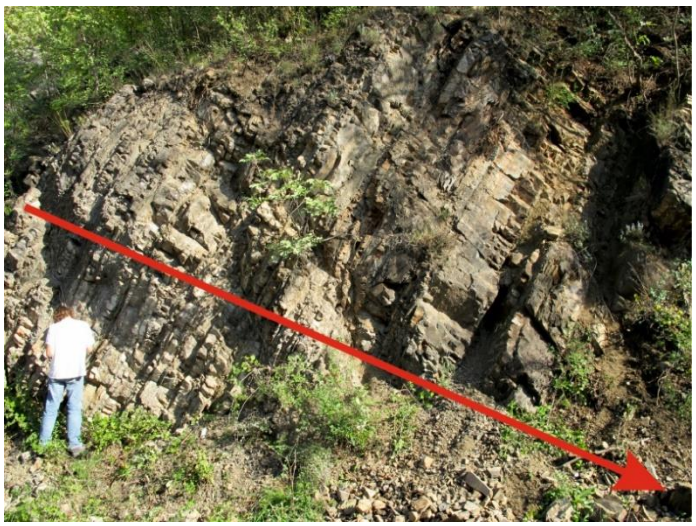
U prilog zatvorenom bazenskom prostoru ide i činjenica da se povremeno pojavljuju tanki proslojci tamne organske tvari (Šćavničar et al., 1984; Belak, 2000; Marjanac, 2000) te pirita, što bi značilo disoksičnu sredinu s ograničenom marinskom cirkulacijom.



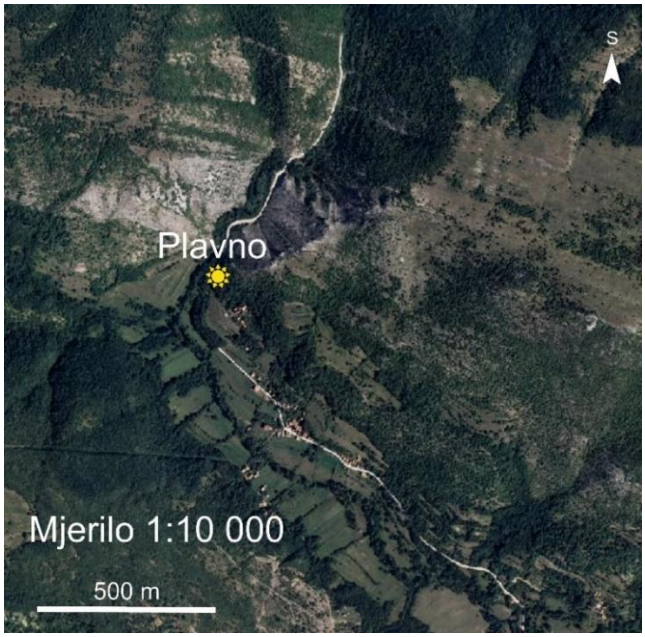
Slika 33. Pretpostavljeni model taloženja na lokalitet Zelovo. A) Tektonskim pokretima stvorene su podmorske depresije ograničene izdignutim barijerama. U dubljemorskim koritima talože se vapnenci s pelagičkom biotom. Periodički se pojavljuju litoklastični vapnenci kao produkt erozije karbonata s plićih izdignutih marinskih prostora. B) Duž rasjednih pukotinskih sustava omogućeno je kretanje magme koja se izljeva na površinu u koritima, dok se prema plićim dijelovima razvijaju magmatski kanali, duž kojih se magma diže i na površini litosfere formira vulkane, smještena u plićim marinskim prostorima. U ovakvom okolišu uobičajen je ulazak morske vode u magmatski sustav te nastaju vulkanske erupcije karakterizirane velikom količinom piroklastičnog materijala, koji se gotovo istovremeno pretaložava niz padinu prema dubljem taložnom prostoru. Piroklastični materijal se zaustavlja neposredno podno padine, vjerojatno zbog ograničenog akomodacijskog prostora. D) Nakon zaustavljanja prvog dijela turbiditnog toka proksimalno na podmorskoj padini, sitniji vitroklastični materijal se taloži slijeganjem iz suspenzije i tvori intervale Td i Te piroklastičnih turbidita. D) Nakon prestanka vulkanske aktivnosti nastavlja se taloženje Facijesa silicificiranih karbonata (FSK) na nestabilnoj padini, pa tako nastaju slampirani paketi karbonatnih slojeva.

5.5. LOKALITET PLAVNO

Slijed naslaga Plavno snimljen je u desnom zasjeku ceste (slika 34) koja vodi od Knina prema Plavnom (slika 35). Snimljeni slijed naslaga započinje nakon tektonske granice s anizičkim masivnim dolomitima. Slojevi su u inverznom položaju, padaju na sjever pod kutem od oko 80˚ (slika 34). Ukupna debljina slijeda iznosi 6,8 metara.



Slika 34. Terenska fotografija snimljenog profila Plavno. Crvena strelica pokazuje smjer prema stratigrafski mlađim naslagama.



Slika 35. Mikrolokacijska topografska karta lokaliteta Plavno. Izvor geoportal.dgu.hr

5.5.1. SLIJED NASLAGA PLAVNO

U slijedu su definirana tri facijesa: 1) Facijes silicificiranih vapnenaca, 2) Facijes vulkanogenih pješčenjaka i 3) Facijes pretaloženih tufova (slika 36)

FACIJES SILICIFICIRANIH VAPNENACA (FSV) sastoji se od tamno sivih vapnenaca. Slojevi su pločasti i nodularni. Debljina slojeva varira od 5 do 50 cm. Često je u facijesu prisutna horizontalna laminacija i mjestimice tektura utiskivanja (slika 36). Vapnenci su uglavnom vekstonskog tipa, s mjestimice prisutnim piroklastičnim kristaloklastima. Silicifikacija u facijesu je nepravilna ili nodularna, a sastoji se od žutih silicificiranih domena. U facijesu su definirana dva litotipa: 1) litotip laminiranih silicificiranih biomikrita/biosparita i 2) litotip biomikrita s kristaloklastima.

Litotip laminiranih silicificiranih biomikrita/biosparita se sastoji uglavnom od tanko ljušturastih školjkaša i/ili radiolarija (slika 37 A i B). Ove dvije vrste fosila se mjestimice nalaze zajedno u određenim laminama, ali su uočene i lamine u kojima nema miješanja fosilnog sadržaja ili postoji postupni prijelaz. U laminama se izmjenjuje mikritno ili sparikalcitno vezivo (mjestimično je osim kalcitnog uočeno Fe-kalcitno/dolomitno vezivo). Ljušture školjkaša su intenzivno fragmentirane. U zonama gdje su tankoljušturasti školjkaši nepravilno poredani kristalizirao je igličasti i lepezasti kvarc. Ljušturice radiolarija varijaju veličinom od 0,1 do 0,25 mm u promjeru. Velik dio radiolarija je rekristaliziran, odnosno ispunjen krupnokristalastim kalcitom s mikritiziranim rubovima. Iznimno rijetko uočavaju se spikule spužvi(?). Prisutni su silicificirani dijelovi stijena koji se sastoje od amorfnog, mikrokristlastog kvarca (slika 37 B).

Litotip biomikrita s kristaloklastima sastoji se od vapnenaca biomikritnog sastava kao ranije opisani litotip, ali stijene ovog litotipa sadrže i stanovitu količinu vulkanoklastičnog materijala (10 do 30% kristaloklasta). Sastav kristaloklasta je uglavnom jednolik, i sastoji se dominantno od feldspata, te podređeno od kvarca. Kristaloklasti feldspata (sanidin i plagioklasi) često su zonalni i/ili lamelarni. Feldspati su uglavnom idiomorfnih formi, maksimalne veličine do 1,5 mm, a prevladavaju sitniji, od 0,2 do 0,5 mm (slika 37 C). Sitniji kristaloklasti su uglavnom idiomorfnih oblika, uglati do srednje zaobljeni. Sanidini su uglavnom svježi. Rijetko se u njima nalaze agregati sericita. Plagioklasi su često alterirani u minerale glina. Prisutna je i određena količina uglatih do srednje zaobljenih litoklasta bazalta (oko 10-15 %), približno jednakih dimenzija (od 0,4 do 0,8 mm). Njihova boja varira od zelenkaste, žute do smeđe.

Silicifikacija ovog tipa vapnenca je intenzivna.

Interpretacija Facijesa silicificiranih vapnenaca (FSV):

Facijes silicificiranih vapnenaca (FSV) svojim fosilnim sadržajem (radiolarije i tankoljušturasti školjkaši) ukazuje na taložni okoliš dublje marinske sredine. Prisustvo horizontalne laminacije svjedoči o taloženju materijala iz suspenzije u mirnim marinskim uvjetima. Prisustvo sitnih spikula spužvi također svjedoči o mirnom marinskom okolišu bez

utjecaja morskih struja. Prisustvo radiolarija ukazuje na okoliš bogat nutrijentima i s dovoljnom količinom SiO_2 komponente za izgradnju radiolarijskih ljušturica. Pojava intenzivne silicifikacije također ukazuje na povišenu koncentraciju SiO_2 komponente u taložnom okolišu. Kristaloklasti idiomorfnih oblika prisutni u litotipu biomikrita s kristaloklastima, ukazuju na povremenu piroklastičnu aktivnost. Idiomorfni oblici kristaloklasta ukazuju na izravno taloženje padom iz zraka. Prisustvo litoklasta ukazuje na procese trošenja efuzivnih magmatskih stijena u zaleđu taložnog bazena koji su periodički transportirani u taložni okoliš. Postupni prijelaz iz Facijesa silicificiranih vapnenaca u Facijes vulkanogenih pješčenjaka i obrnuto potkrijepljuje ovu pretpostavku. Iz ovog facijesa prikupljeni su i uzorci za konodontne analize, ali konodontni elemetni u njima nisu pronađeni.

FACIJES VULKANOGENIH PJEŠČENJAKA (FVPš) predstavljen je sitno do srednjezrnatim naslagama klastične strukture. Jedinice ovog facijesa su zelenkaste do smeđe boje. Česta je horizontalna laminacija i mjestimice prisutna tekstura utiskivanja. Prijelaz iz Facijesa silicificiranih vapnenaca (FSV) u Facijes vulkanogenih pješčenjaka (FVPš) je uglavnom oštar, dok se obrnuto pojavljuju postupni prijelazi. U Facijesu vulkanogenih pješčenjaka (FVPš) definiran je litotip litičnih vulkanogenih grauvaka.

Litotip litičnih vulkanogenih grauvaka se sastoji uglavnom od litoklasta vulkanskih stijena i puno rjeđe kristaloklasta. Klasti su gusto pakirani, zbijeni. Litoklasti odgovaraju bazaltnima. Uglavnom su dobro zaobljeni, a prevladavaju zrna srednje do visoke sferičnosti. Njihova veličina je od 0,2 do 1,4 mm. Osim litoklasta, u preparatima je vidljivo od 15 do 30 vol. %. kristaloklasta, uglavnom feldspata (slika 37 D). Znatno češći su plagioklasi od K-feldspata. Oblicima su uglavnom hipidiomorfni. Kristaloklasti su relativno dobro sortirani, veličina im je uglavnom oko 0,5 mm. Često su alterirani u minerale glina, a povremeno se uočava alteracija u prehnit. Sanidini su uglavnom svježi i rijetko alterirani. Od prisutnih magmatskih juvenilnih klasta rijetko se uočavaju fragmenti skorije. Veličina takvih fragmenata je od 0,5 do 0,8 mm. Takvi fragmenti su tamne boje, s tankim nepravilnim laminama amorfnog stakla. Lamine se zatvaraju u oble, nepravilne oblike. Između tankih lamina, u vezikulama je iskristalizirao mikrokristalasti lepezasti klorit.

Vezivo u ovom je karaktera matriksa i sastoji se od pelitnog materijala smeđe boje.

Interpretacija Facijesa vulkanogenih pješčenjaka (FVpš):

Kontakti Facijesa vulkanogenih pješčenjaka (FVpš) i Facijesa silicificiranih vapnenaca (FSV) nisu oštri, već su postupni. Ova činjenica ukazuje na relativno brzo taloženje pješčanog materijala te postupni prestanak donosa klastičnog materijala i uspostavu karbonatne sedimentacije. Na brzo taloženje ukazuje i tekstura utiskivanja na donjoj slojnoj plohi vulkanogenih grauvaka. Fosilni sadržaj svjedoči o dubljoj morskoj taložnoj sredini. Horizontalna laminacija čestica veličine srednjeg i sitnog pijeska ukazuje na vučni transport materijala, a positnjavanje prema gore na opadanje energije toka. Pretpostavlja se da su pješčenjaci taloženi iz gravitacijskih tokova turbiditnog tipa. Litični fragmenti magmatskog porijekla svjedoče o postojanju magmatski aktivnih područja u zaleđu taložnog prostora. Vjerojatno je povremena vulkanska aktivnost doprinijela klastičnom materijalu donosom kristaloklasta i vulkanskog stakla, od kojeg je alteracijama nastalo vezivo. Taloženje turbiditima podrazumijeva postojanje podmorske padine niz koju se materijal mogao transportirati. Doneseni vulkanski matrijal je niz padine trasportiran u pelagički marinski okoliš, gdje je taložen u izmjeni s karbonatima.

FACIJES PRETALOŽENIH TUFOVA (FPT) karakteriziran je kompaktnim ili trošnim slojevima, debljine 5 do 60 cm. Mjestimice se uočava horizontalna laminacija. U facijesu su određena dva litotipa: 1) litotip devitrificiranih vitroklastičnih tufova i 2) litotip litoklastičnih tufova.

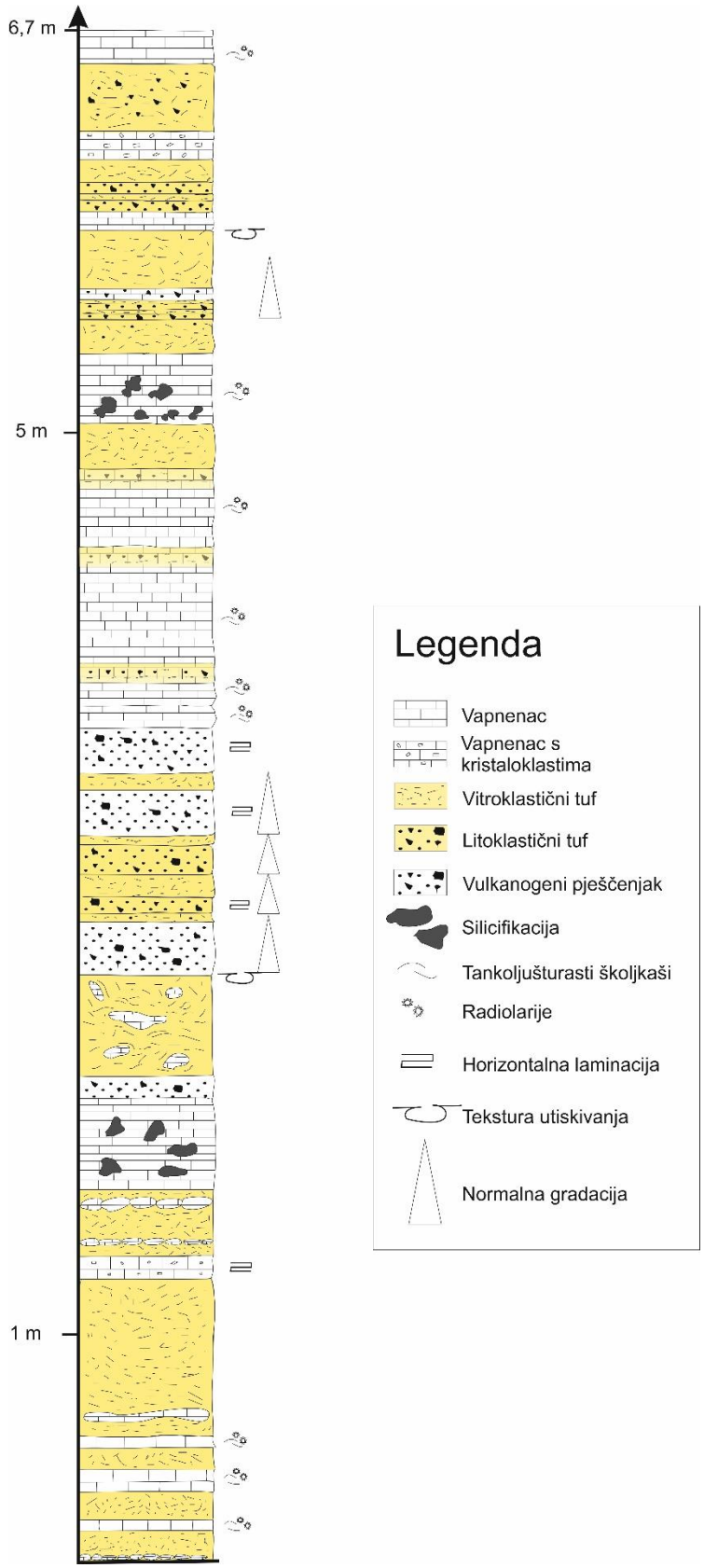
Litotip devitrificiranih vitroklastičnih tufova predstavljen je nejasno horizontalno laminiranim slojevima. Uzorci su tamno zelene do smeđe boje. Mikropetrografski je utvrđeno da u sastavu dominira amorfno staklo pomiješano s mikrokristalastim agregatima klorita (slika 37 F). Unutar amorfne staklaste tvari raspoznaju se srpasti, pločasti, lučni, zvjezdasti oblici krhotina stakla. Njihova veličina je oko 0,08 mm. Rijetko se pojavljuju tzv. *„drop like shards“* odnosno fragmenti vulkanskog stakla eliptičnog oblika. Vitroklastične čestice su devitrificirane u mikro do kriptokristalasti kvarc. Osim krhotina, prisutni su i izduženi fragmenti plovučca s tankim cjevastim šupljinama. Njihova veličina je do 0,1 mm. Uglavnom su amorfni, ali su prisutni i fragmenti potpuno kloritiziranog plovučca. Podređeno se pojavljuju radiolarije (od 0,02 do 0,16 mm). Silicijske ljušturice su uglavnom očuvane, a tek su ponekad rekristalizirane u kalcit. Još rjeđe se u preparatima pojavljuju kristaloklasti kvarca potpuno nepravilnih oblika, veličine oko 0,06 mm, često s unduloznim potamnjenjem. Često je miješanje amorfnog vulkanskog stakla i mikrokristalastih ageragata klorita kao proces devitrifikacije i alteracije vulkanskog stakla.

Litotip litoklastičnih tufova sastoji se gotovo isključivo od gusto zbijenih fragmenata, dimenzija od 0,3 do 1,2 mm, koji se sastoje od amorfne, hijalinske magmatske osnove žuto-zelene boje, i rijetkih fenokristala plagioklasa (slika 37 E). U fragmentima se uočava trahitna struktura sa sitnim, ponekad usmjerenim štapićastim mineralima, veličine oko 0,03 mm. Ovakve klaste McPhie et al. (1993) definiraju kao piroklastima srodne litične fragmente nastale od eruptiranih fragmenata očvrsnute nevezikularne lave. Oni zauzimaju preko 70 vol.% stijene. U fragmentima se rijetko vide sitna zrna pravilnih četverostranih opakih minerala veličine manje od 0,005 mm, vjerojatno pirita. Fragmenti su uglavnom zaobljeni, srednjeg do visokog sfericiteta. Osim fragmenata ovoga tipa, prisutni su i fragmenti skorije.

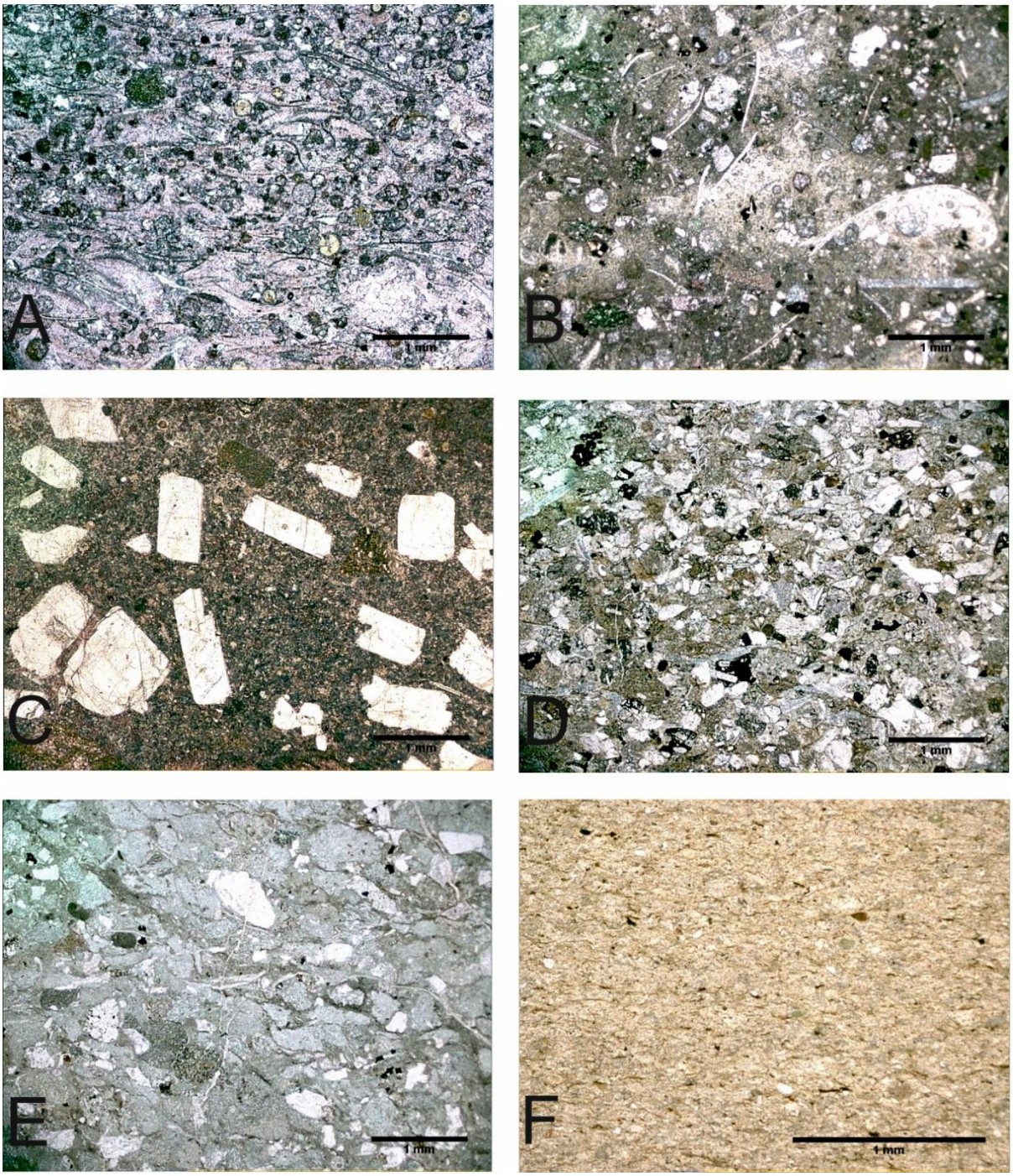
Interpretacija Facijesa pretaloženih tufova (FPT):

Obzirom na pojavnost ovog facijesa u neposrednom kontaktu s Facijesom silicificiranih vapnaca (FSV) i Facijesom vulknogenih pješčenjaka (FVPš) čiji sadržaj fosila ukazuje na pelagičku sedimentaciju, ovaj facijes je nastao pretaloživanjem piroklastičnog materijala u marinski taložni prostor. Prisustvo piroklastičnog materijala ukazuje na česte vulkanske erupcije kojima je produciran piroklastični materijal veličine krupnog i sitnog vulkanskog pepela. Vulkanska aktivnost imala je veliki utjecaj i na postanak litoklastičnih tufova, gdje su fragmenti nastajali fragmentacijom očvrsle nevezikularne lave prilikom erupcija. Ovakve nevezikularne čestice nastaju strombolskim ili havajskim erupcijama za koje je karakteristično da se periodički ponavljaju (Walker & Crosdale, 1972; Walker, 1973; Self et al., 1974; Wilson, 1980; Wilson & Head, 1981). Litoklastični tufovi koji u sastavu imaju čestice veličine krupnog vulkanskog pepela i iskazuju horizontalnu laminaciju mogli su nastati kao produkt sineruptivnog pretaloživanja piroklasta u marisnkom okolišu. Prisustvo eliptičnih čestica stakla (*„drop like shards“*) ukazuje na bazaltno porijeklo magmatske erupcije, odnosno na miješanje bazaltne lave i vode (Heiken, 1974). Na bazaltno ili neutralno porijeklo ukazuje i prisustvo fragmenata skorije. Sitne krhotine vulkanskog stakla vjerojatno su slijegane iz suspenzije, padom kroz vodeni stupac u mirnom marinskom okolišu. Krhotine stakla veličine sitnog vulkanskog pepela sporije su sedimentirane od kristaloklasta i litoklasta. Segregacijom litoklastičnog i vitroklastičnog materijala nastale su izmjene litotipova ovoga facijesa.

Ove erupcije vjerojatno su povezane s prisustvom bazaltnih litoklasta u Facijesu vulkanogenih pješčenjaka (FVPš).



Slika 36. Snimljeni slijed naslaga na lokalitetu Plavno. Sastoji se od izmjene vulkanogenih, piroklastičnih i karbonatnih naslaga. Ukupna debljina slijeda iznosi 6,7 m.



Slika 37. Mikrofotografije litotipova s lokaliteta Plavno. A) Biosparit s radiolarijama i tankoljušurastim školjkašima ukazuje na taloženje u pelagičkom okolišu. B) Biomikrit s pelagičkom biotom i klastima feldspata. Uočava se nepravilna silicifikacija (svijetlija područja na fotografiji). C) Vapnenac mikritnog tipa s idiomorfnim kristaloklastima plagioklasa i sanidina. Dokaz eksplozivne erupcije koja je producirala materijal transportiran u taložni okoliš zrakom i taložen padom kroz vodeni stupac. D) Vulkanogeni pješčenjak sastavljen od litoklasta efuzivnih sitijena i feldspata. E) Litoklastični tuf. Litoklasti sastavljen potpuno od hijalinske osnove F) Vitroklastični tuf. Taloži se kao završni turbiditni interval piroklastičnih turbidita, nakon taloženja litoklastičnih tufova. Vitroklasti su potpuno nevezikularni.

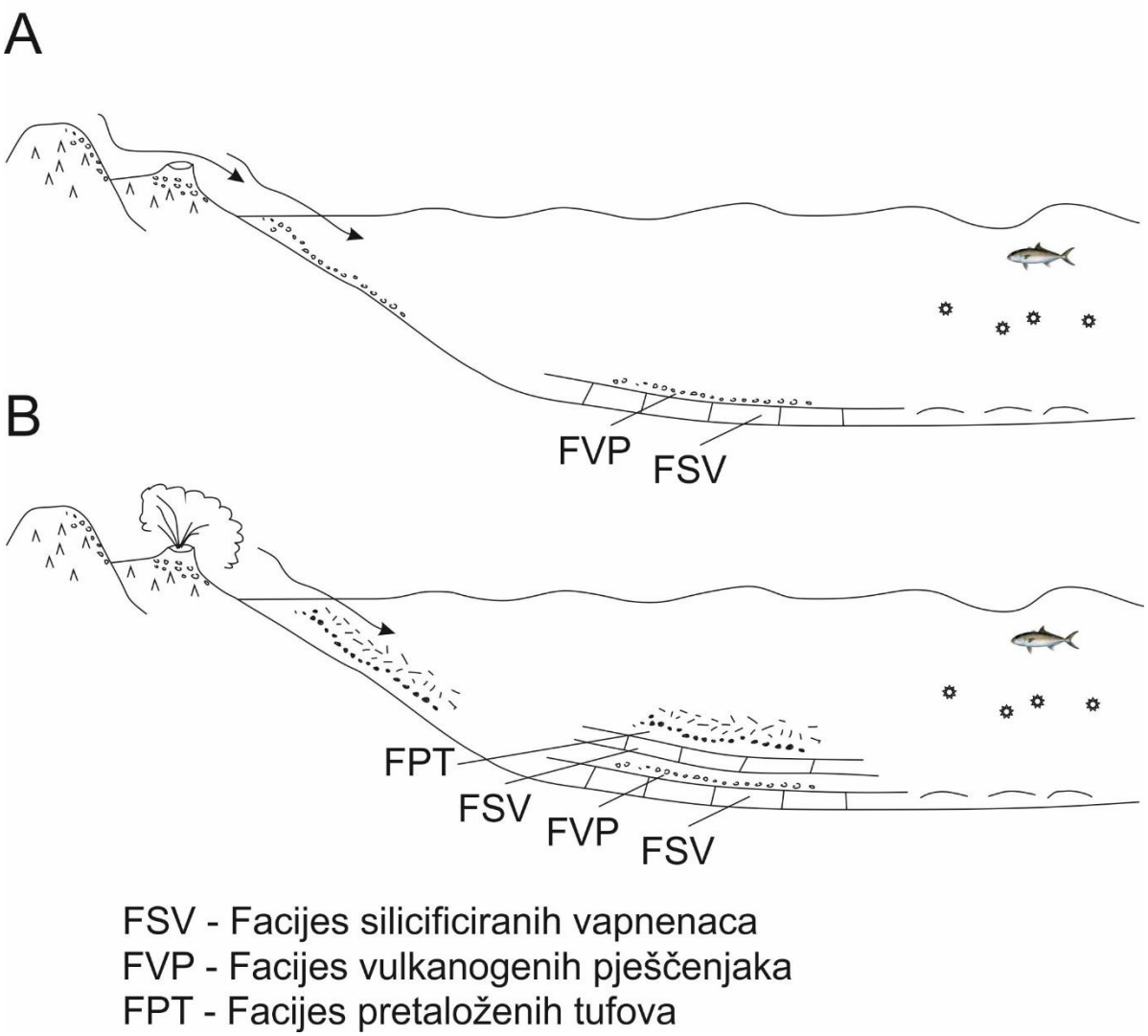
Organizacija facijesa na lokalitetu Plavno

Slijed se sastoji od izmjene tanko do srednje slojevitih silicificiranih karbonatnih slojeva debljine od 5 do 50 cm, i sitno do srednjezrnatih klastičnih slojeva 3 do 30 cm i slojeva tufova. U kontaktu vitroklastičnih tufova sa slojevima karbonata, karbonati poprimaju nodularni izgled. Često se pojavljuju isprekidane nodule u klastičnom sitnozrnatom materijalu.

Izmjene Facijesa silicificiranih vapnenaca (FSV) i Facijesa pretaloženih tufova (FPT) ukazuju na periode mirne marinske karbonatne sedimentacije, pod čestim utjecajem piroklastične aktivnosti, i na periode prekida takve sedimentacije kada se dominantno taloži piroklastični materijal odnosno vulkanogeni pješčenjaci.

5.5.2. TALOŽNI MODEL NA LOKALITETU PLAVNO

Na lokalitetu Plavno, u snimljenom vertikalnom slijedu zabilježeni facijesi taloženi su u dubljem marinskom prostoru. Snimljeni slijed ukazuje na taloženje karbonata u dubljem marinskom (pelagičkom) okolišu na koje je kontinuirano utjecala vulkanska aktivnost i donos vulkanogenog materijala u taložni bazen. Facijes silicificiranih vapnenaca (FSV) taložen je u mirnom okolišu (slika 38 A). Pojava sideritnih dijelova u vapnencima svjedoči ne samo o povećanoj koncentraciji željeza u okolišu, već i o reduktivnim uvjetima taloženja. Vjerojatno je koncentracija Fe^{2+} povećana zbog utjecaja magme i piroklastičnog materijala u taložnom okolišu. Silicifikacija vapnenaca također ukazuje na magmatski, odnosno vulkanski utjecaj čime je povećana koncentracija SiO_2 komponente, što je dovelo do nepravilne silicifikacije dijelova vapnenačkih slojeva. Piroklasti idiomorfnih feldspata u vapnencima svjedok su bliskim piroklastičnim erupcijama (slika 38 B). Nevezikularni fragmenti prisutni u litoklastičnim tufovima, sitne krhotine vulkanskog stakla i idiomorfni kristaloklasti feldspata mogu se vezati uz strombolski ili havajski tip erupcija, koje ne produciraju veliku količinu volatilima bogatih piroklasta. Ovakvi tipovi erupcija povezani su s magmama niske viskoznosti (bazične ili neutralne magme), što se može povezati i s litoklastima bazičnih efuziva prisutnim u vulkanogenim pješčenjacima. Bazaltnom sastavu magme ide u prilog i prisustvo fragmenata skorije i *„drop-like shards-a“*. Postojanje litoklasta magmatskih eruptivnih stijena u Facijesu vulkanogenih pješčenjaka (FVPš) ukazuje na trošenje ovih stijena, vjerojatno u zaleđu te resedimentaciju litoklasta pretaloživanjem gravitacijskim tokovima (slika 38 A). Teksture utiskivanja ukazuju na brzo taloženje pješčanog materijala, a horizontalna laminacija na vučni transport. Positnjavanje prema gore, i prelazak u litotip vitroklastičnih tufova (lvt) svjedok su opadanja energije okoliša. Za taloženje iz turbiditnih tokova pretpostavlja se kretanje duž podmorske padine, vjerojatno nastale tektonikom.



Slika 38. Pretpostavljeni model taloženja na lokalitetu Plavno. A) Vapnenci s pelagičkim fosilima talože se u dubljem marinskom okolišu. U zaleđu taložnog bazena nalaze se magmatske stijene koje su erodirane i transportirane u taložni okoliš gdje doprinose formiranju vulkanogenih pješčenjaka. B) Vulkanska erupcija najvjerojatnije strombolijskog tipa iz vulkanskog otvora izbacuje piroklastični materijal u kojem dominiraju nevezikularni fragmenti ohlađene lave. Tako eruptirani materijal pada u morski okoliš i gravitacijskim se tokovima pretaložava u taložni prostor u kojem su do tada taloženi isključivo karbonati. Povećana koncentracija SiO_2 komponente, Mg i Fe u okolišu nastala uslijed vulkanske aktivnosti uzrokuje silicifikaciju vapnenaca, i zamjenu kalcita željezovitim dolomitom te nastajanje siderita.

5.6. BIOSTRATIGRAFIJA

Rezultati biostratigrafskih analiza biti će prikazani za svaki od istraživanih lokaliteta posebno. Korelacija istraživanih lokaliteta na temelju biostratigrafskih podataka prikazana je u poglavlju 6.3. Biostratigrafija i odnosi Vulkanoklastičnih naslaga u Vanjskim Dinaridima na temelju konodonata i amonita.

5.6.1. LOKALITETI U OKOLICI DONJEG PAZARIŠTA

U uzorku DP-1/18 sedimentološkog profila Donje Pazarište, 36 m od početka slijeda, pronađeni su amoniti. Na osnovu dobro sačuvane suturne linije bilo je moguće odrediti oblik vrste *Flexoptychites* sp., pretpostavka je da se radi o vrsti *Flexoptychites flexosus*, ali zbog očuvanosti primjeraka nije bilo moguće utvrditi točnu vrstu roda (Leopold Krystyn, osobna komunikacija) koja stratigrafski pripada gornjem aniziku, odnosno ilirijskom podkatu. Iz karbonatnih slojeva prikupljeni su uzorci za konodontne analize. Karbonatni slojevi se pojavljuju u svakom od snimljenih profila, osim u profilu Jovanović Draga, koji se sastoji isključivo od vulkanoklastičnih i magmatskih stijena. Uzorci su prikupljeni iz snimanih slijedova DP 1, DP 2 i DP 3. U uzorcima DP 1/32 i DP 2/34 su pronađene sljedeće konodontne vrste *Neogondolella constricta, N.bifurcata, N.* sp., *Paragondolella constricta, P. excelsa, Gladigondolella* sp., *G. tethydis* i *G. malayensis* (tablica 1). Pronađena asocijacija konodontnih vrsta sugerira ilirijsku starost naslaga. Uzorci DP 2/42 i DP 3/7 sadrže vrste *P.* sp., *P. constricta, P. excelsa, P. trammeri, G.* sp., *G. tethydis* i *Cratognathodus* ukazuju na *trammeri* konodontnu zonu gornjeg ilirija.

U uzorima algalnih vapnenaca iz neposrednog kontakta s ignimbritnim izdankom podno brda Vinac konodontni elementi nisu pronađeni.

Konodontne vrste je odredila Dr.sc. Tea Kolar-Jurkovšek (Geološki zavod Slovenije, Ljubljana).

5.6.2. LOKALITET BOSANSKO GRAHOVO

Na profilu Bosansko Grahovo prikupljeni su uzorci iz donjeg dijela slijeda. Uzorci su uzeti iz Facijesa vapnenačkih peperita (FVP). Vapnenački dio peperita bio je procesuiran na Geološkom zavodu Slovenije u Ljubljani. Dr.sc. Tea Kolar-Jurkovšek je u uzorcima pronašla sljedeće konodontne vrste (tablica 2), na temelju čega je uspostavljena stratigrafska pozicija snimanog slijeda naslaga. Konodontima je profil podijeljen na dvije zone. U donjem dijelu slijeda, u uzorcima G2 i G3, pristutne su vrste *Neogondolella excentrica, Paragondolella excelsa* i *Gladiogondolella tethydis*, karakteristične za *constricta* konodontnu zonu koja označava interval pelson-ilirij. U uzorcima od G4 do G9/2 zabilježene su vrste *Neogondolella*

excelsa, Paragondolella trammeri i *Gladiogondolella tethydis* koje određuju *trammeri* A. zonu gornjeg ilirija i donjeg fasanija. Kako je amonitni primjerak izgleda *Flexoptychites* sp. također karakteristična za gornji dio ilirija, možemo zaključiti da su profili Donje Pazarište i Bosansko Grahovo stratigrafski istovremeni iako litološki različiti.

Tablica 1. Sadržaj konodontnih vrsta u analiziranim uzorcima s profila Donje Pazarište 1, 2 i 3 i vapnencima u kontaktu s ignimbritima podno brda Vinac, s pripadajućom definiranom starosti i specifičnosti taložnog okoliša prema određenim vrstama.

Uzorak	**Konodontne vrste**	**Starost**	**Specifičnost taložnog okoliša**
DP 1/32	*Paragondolella* sp. *Gladigondolella malayensis* *Gladigondolella tethydis* *Paragondolella constricta* *Paragondolella excelsa*	ilirij	vapnenci s pelagičkom biotom (tankoljušturasti školjkaši, radiolarije, krinodi) i litoklastični vapnenci
DP 2/34	*Gladigondolella* sp. *Neogondolella bifurcata* (Budurov & Stefanov) *Neogondolella constricta* (Mosher & Clark) *Neogondolella* sp. - juv. Foraminifere, ostrakodi, zubi riba	ilirij	vapnenci s pelagičkom biotom (tankoljušturasti školjkaši, radiolarije, krinodi) i litoklastični vapnenci
DP 2/42	*Paragondolella sp.* *Gladigondolella malayensis* *Gladigondolella* sp. *Paragondolella constricta* *Paragondolella sp.* *Paragondolella trammeri*	gornji ilirij	vapnenci s pelagičkom biotom (tankoljušturasti školjkaši, radiolarije, krinodi) i litoklastični vapnenci
DP 3/7	*Paragondolella* sp. *Paragondolella trammeri* *Paragondolella excelsa* *Gladigondolella tethydis*	gornji ilirij	vapnenci s pelagičkom biotom (tankoljušturasti školjkaši, radiolarije, krinodi) i litoklastični vapnenci
VI 1	u uzorcima nisu pronađeni konodonti	nije dokazana konodontima	plitkomorski vapnenci sa zelenim algama, prisutni znakovi otapanja karbonatnih naslaga
VI 2	u uzorcima nisu pronađeni konodonti	nije dokazana konodontima	plitkomorski vapnenci sa zelenim algama, prisutni znakovi otapanja karbonatnih naslaga

Tablica 2. Sadržaj konodontnih vrsta u analiziranim uzorcima s profila Bosansko Grahovo, s pripadajućom definiranom starosti i specifičnosti taložnog okoliša prema određenim vrstama.

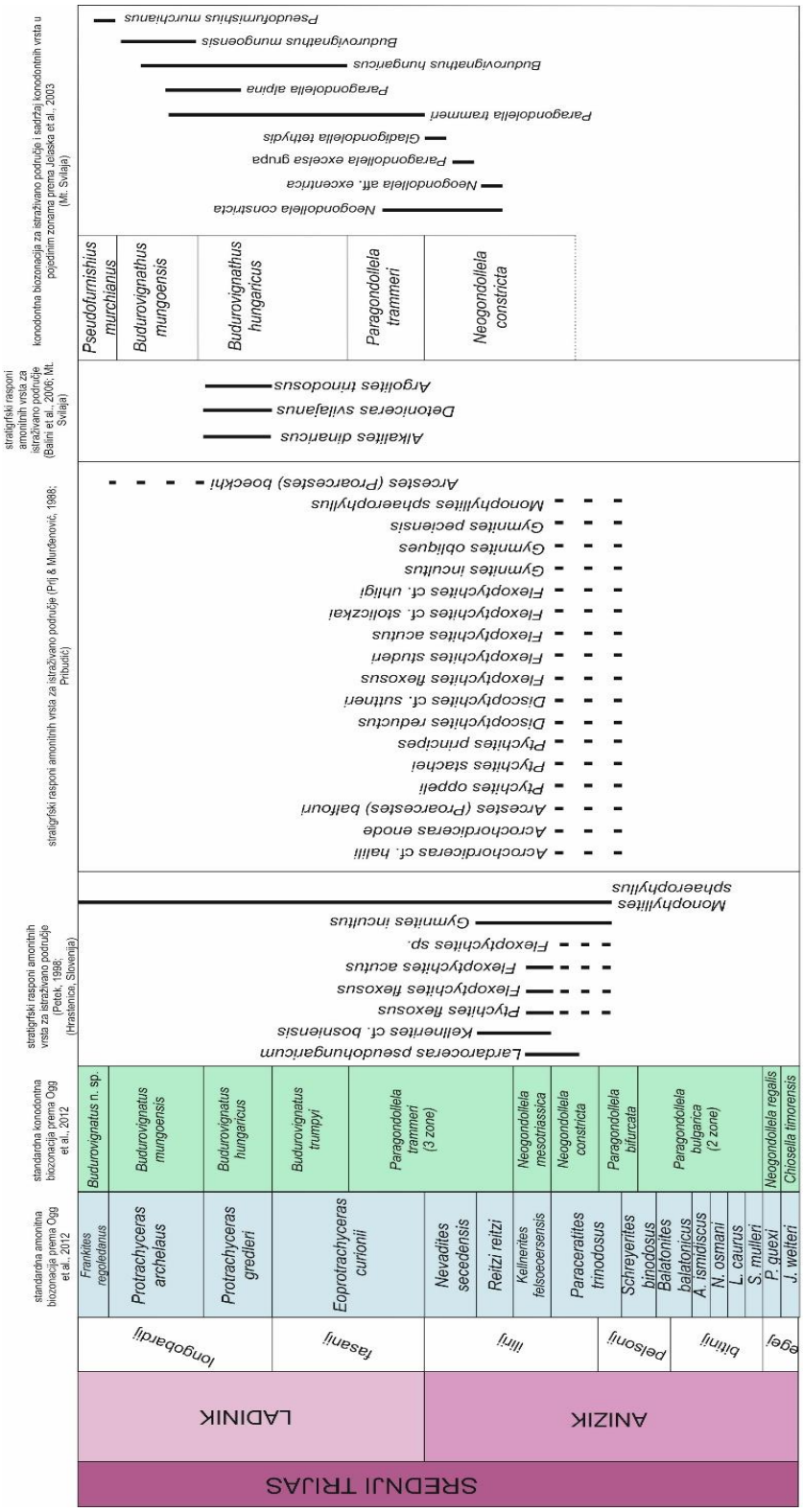
Uzorak	Konodontne vrste	Starost	Specifičnost taložnog okoliša
G 1K	-	-	-
G 2K	*Neogondolella excentrica* *Paragondolella excelsa* *Gladiogondolella tethydis*	donji ilirij	vapnenci s pelagičkom biotom (tankoljušturasti školjkaši i radiolarije), u bliskom kontaktu s amgmatskim materijalom s kojim dolazi do mješanja i nastanka peperitnog facijesa
G 3K	*Neogondolella excentrica* *Paragondolella excelsa* *Gladiogondolella tethydis*	donji ilirij	vapnenci s pelagičkom biotom (tankoljušturasti školjkaši i radiolarije), u bliskom kontaktu s amgmatskim materijalom s kojim dolazi do mješanja i nastanka peperitnog facijesa
G 4K	*Neogondolella excelsa* *Paragondolella trammeri* *Gladiogondolella tethydis*	gornji ilirij	vapnenci s pelagičkom biotom (tankoljušturasti školjkaši i radiolarije), u bliskom kontaktu s amgmatskim materijalom s kojim dolazi do mješanja i nastanka peperitnog facijesa
G 5K	*Neogondolella excelsa* *Paragondolella trammeri* *Gladiogondolella tethydis*	gornji ilirij	vapnenci s pelagičkom biotom (tankoljušturasti školjkaši i radiolarije), u bliskom kontaktu s amgmatskim materijalom s kojim dolazi do mješanja i nastanka peperitnog facijesa
G 6K	*Neogondolella excelsa* *Paragondolella trammeri* *Gladiogondolella tethydis*	gornji ilirij	vapnenci s pelagičkom biotom (tankoljušturasti školjkaši i radiolarije), u bliskom kontaktu s amgmatskim materijalom s kojim dolazi do mješanja i nastanka peperitnog facijesa
G 7K	*Neogondolella excelsa* *Paragondolella trammeri* *Gladiogondolella tethydis*	gornji ilirij	vapnenci s pelagičkom biotom (tankoljušturasti školjkaši i radiolarije), u bliskom kontaktu s amgmatskim materijalom s kojim dolazi do mješanja i nastanka peperitnog facijesa
G 8K	*Neogondolella excelsa* *Paragondolella trammeri* *Gladiogondolella tethydis*	gornji ilirij	vapnenci s pelagičkom biotom (tankoljušturasti školjkaši i radiolarije), u bliskom kontaktu s amgmatskim materijalom s kojim dolazi do mješanja i nastanka peperitnog facijesa
G 9K	*Neogondolella excelsa* *Paragondolella trammeri* *Gladiogondolella tethydis*	gornji ilirij	vapnenci s pelagičkom biotom (tankoljušturasti školjkaši i radiolarije), u bliskom kontaktu s amgmatskim materijalom s kojim dolazi do mješanja i nastanka peperitnog facijesa
G 9/2K	*Neogondolella excelsa* *Paragondolella trammeri* *Gladiogondolella tethydis*	gornji ilirij	vapnenci s pelagičkom biotom (tankoljušturasti školjkaši i radiolarije), u bliskom kontaktu s amgmatskim materijalom s kojim dolazi do mješanja i nastanka peperitnog facijesa

5.6.3. LOKALITET ZELOVO

Na lokalitetu Zelovo, starosne odredbe u skladu su s Jelaska et al., (2003) i Balini et al., (2006). Prema istim autorima, redom su određene konodontne zone *constricta* zona, *trammeri* A. zona, *hungaricus* A. zona, *mungoensis* A. zona. Prema radu Jelaska et al., (2003), *constricta* Zona i *trammeri* A. zona određene su u dolomitima i vapnencima (anizik), u podini profila Zelovo 1. Profil Zelovo 1 s glavnim horizontom *„pietra verde“* tufova nalazi se u nastavku i pripada *hungaricus* A. konodontnoj zoni (*Budurovignathus hungaricus)* – fasanija – donjeg langobarija (ladinik) (Jelaska et al., 2003). Balini et al., (2006) odredili su tri nove amonitne vrste na ovom lokalitetu koje se nalaze unutar *B.hungaricus* konodontne zone, odnosno *Gredleri-Archelanus* amonitnoj zoni. Konodonta i amonitna stratigrafska zonacija s ovog lokaliteta, upotpunjena s lokalitetom Hrastenice u Sloveniji (Petek, 1998), i lokalitetima iz Južnih Alpi prikazana je kao biozonacija na istraživanom području. Usporedba standardne biozonacije Tetiskog prostora i istraživanog područja prikazana je na slici 39.

5.6.4. LOKALITET PLAVNO

Na lokalitetu Plavno, iz snimljenog profila uzeta su tri uzorka silicificiranih vapnenaca za konodontne analize. Postupak pripreme i pregledavanja uzorka je proveden standardnim metodama i procedurama kao i ostatk uzoraka, ali konodontni elementi nisu pronađeni u uzorcima pelagičkih vapnenaca.



Slika 39. Stratigrafska podjela srednjega trijasa na temelju amonita i konodonata (Ogg et al., 2008) uspoređena s dokumentiranim amonitnim i konodontnim vrstama u Vanjskim Dinaridima (Prlj & Murđanović, 1988; Petek, 1998; Jelaska et al., 2003; Balini et al., 2006).

5.7. GEOKEMIJA

Na temelju mikropetrografskih analiza uzoraka prikupljenih na terenu, izabrani su uzorci za kemijske analize. Odabrano je 19 uzoraka za kemijsku analizu cijele stijene ("*whole* rock"). Pri tom se vodilo računa da se pri analizama uključe litotipovi različitih facijesa. Izabrani su uzorci pelitnog sedimenta DP-1/3, vulkanogenog pješčenjaka DP-1/4 (slika 4 A i slika 5 D), kristaloklastičnog tufa DP-1/27 (slika 4 A i slika 6 E), uzorak vitroklastičnog tufa DP-2/30 (slika 4 A) i uzorak ignimbrita DP-IGB 3 (slike 13 A, B, C, D) koji se ne nalazi u snimljenom slijedu, i važan je zbog korelacije s Brušanskim ignimbritom (Preglej, 2006; Lugović et al., u pripremi). Iz izdanaka ignimbrita podno brda Vinac, u Brušanima analiziran je uzorak VI-2 (dacitni ignimbrit). Iz snimljenog slijeda Jovanović Draga (slika 17) za kemijske analize odabrani su uzorci bazaltnog hijaloklastita bogatog krhotinama stakla JD-1a (slika 17 i slika 18 F), vitroklastični tuf JD-1b (slika 17, te jastučasti bazalt koji se nalazi neposredno iznad hijaloklastita DP-BAZ 3 (slika 16 D). Iz sedimentnog slijeda Bosansko Grahovo (slika 21) odabrani su uzorci BG-3 (alterirani glinoviti tuf), BG-6 (sineruptivno pretaloženi kristaloklastičan tuf) (slika 21, slika 23 A i slika 23 B), uzorak BG-12 (ignimbrit) (slika 21, slika 23 C, D, E), BG-13 (prataloženi andezitno-bazaltni hijaloklastit) (slika 21, slika 23 F, slike 24 A i B) i uzorak BG-17 (*in situ* bazaltni hijaloklastit) (slika 21, slika 24 C i D). U snimljenom slijedu naslaga na lokaciji Zelovo 1 izabran je samo uzorak Sinj-9 (zeleni vitrokristaloklastični tuf) (slika 28 i slika 29 B), iz slijeda Zelovo 2 uzorak kristalovitroklastičnog tufa Z-9, te uzorak bazalta ZB-4, nedaleko od profila Zelovo 2. Iz snimljenog slijeda naslaga Plavno odabrani su uzorak PB-10 (kristaloklastični tuf) i uzorak PB-14 (litoklastični tuf).

Skenirajućim elektronskim mikroskopom, s mogućnošću očitanja semi kvantitativnog elementarnog sastava (EDX), analizirani su uzorci DP-1/4, kristaloklastičnog tufa DP-1/27, DP-2/28, uzorci vitroklastičnih tufova DP-2/30 i DP-3/5, i uzorak ignimbrita DP-IGB 3, uzorci pretaloženog bazaltnog hijaloklastita s karbonatnim klastima JD-2 i JD-5, jastučasti olivinski bazalt DP-BAZ 3, sineruptivno pretaloženi kristaloklastični tuf BG-6, ignimbirt BG-12, pretaloženi bazaltno-andezitni hijaloklastit BG-13, *in situ* bazaltni hijaloklastit BG-17, kristalovitroklastični tuf Sinj-9 i bazalt Sinj-BAZ.

Za analize elektronskom mikrosondom u svrhu dobivanja sastava glavnih elemenata različitih mineralnih faza odabrano je 8 uzoraka, i to s lokaliteta Donje Pazarište uzorci DP-1/27 i DP-IGB, iz profila Jovanović Draga i s njima asociranih bazalta uzorci JD-2A (pretaloženi bazaltni hijaloklastit s karbonatnim klastima) i DP-BAZ 3 (jastučasti olivinski

bazalti), iz profila Bosansko Grahovo uzorci BG-12 i BG-17, dok je s lokaliteta Zelovo odabran uzorak kristalovitričnog tufa Sinj-9 iz slijeda Zelovo 1.

5.7.1. GEOKEMIJA CIJELE STIJENE

Dobiveni rezultati uzoraka cijele stijene prikazani su u tablicama 3, 4, i 5. Sadržaj glavnih elemenata prikazan je u masenim postotcima oksida (tablica 3) dok su elementi u tragovima (tablica 4) i elementi rijetkih zemalja (tablica 5) prikazani u ppm ili ppb jedinicama. Za obradu dobivenih rezultata korišten je IgPet© računalni program.

5.7.1.1. Glavni elementi

Sadržaj SiO_2 u analiziranim stijenama s područja Donjeg Pazarišta i Jovanović Drage varira od 47,37 do 78,48 mas. % (tablica 1), pri čemu najnižu vrijednost imaju jastučasti bazalti (DP-BAZ), a najvišu vitroklastični tufovi (JD-1b, DP-2/30) i dacitni ignimbrit (DP-IGB). I dacitni ignimbrit podno brda Vinac u Brušanima (VI-2) sadrži visoku vrijednost SiO_2 (71,53 mas. %). U području Bosanskog Grahova najmanje SiO_2 komponente (43,21 mas. %) sadrži in situ bazaltni hijaloklastit (BG-17), a najvišu (61,12 mas.%) ignimbrit (BG-12). Najviše sadržaje SiO_2 komponente (75,71-78,67 mas. %) u području Sinja i Zelova imaju uzorak kristalovitroklastičnog tufa (Sinj-9) i kristalovitričnog tufa (Z-9), dok u istom području najmanju vrijednost (49,84 mas.%) sadrži, očekivano, uzorak bazalta (ZB-4). U području Plavna kristaloklastični tuf pokazuje više sadržaje SiO_2 komponente (66,69 mas. %) u odnosu na litoklastični tuf (57,02 mas. %).

Sadržaj TiO_2 u analiziranim stijenama s lokaliteta Donjeg Pazarišta i Jovanović Drage kreće se u rasponu od 0,07 mas.% u uzorku pelitnog sedimenta DP-1/3 do 1,36 mas. % u uzorku jastučastog bazalta (DP-BAZ). Ignimbrit ovog područja (DP IGB) kao i onaj podno brda Vinac u Brušanima (VI-2) sadrže 0,16 odnosno 0,27 mas. % TiO_2 komponente. U Bosanskom Grahovu ista komponenta varira od 0,21 mas.% u ignimbritu (BG-12) do 0,88 mas. % u in situ bazaltnom hijaloklasitu (BG-17). Na području Sinja i Zelova TiO_2 komponenta je niska za uzorke tufova, Sinj-9 i Z-9 (0,11 mas.%), a visoka (1,13 mas. %) za bazalt ZB-4. Za tufove Plavna TiO_2 komponenta je u rasponu od 0,57 do 0,69 mas. %.

Sadržaj Al_2O_3 u analiziranim uzorcima s područja Donjeg Pazarišta i Jovanović Drage varira od 11,41 mas % u sineruptivno pretaloženom vitriklastičnom tufu (DP-2/30) do 21,26 mas. % u uzorku sineruptivno pretaloženog kristaloklastičnog tufa (DP-1/27). Uzorak DP-1/27 ujedno sadrži i najvišu koncentraciju Al_2O_3 komponente. Visoka koncentracija ove komponente vjerojatno je povezana s velikim udjelom feldspata u stijeni, što je mikropetrografski u skladu

s odredbom kristlaoklasta feldspata koji čine preko 95% stijene. Na lokalitetu Bosansko Grahovo najviše vrijednosti ove komponente (20,75 mas.%) ima uzorak alteriranog glinovitog tufa (BG-3) što je vjerojatno povezano s glinovitim materijalom koji u svom sastavu sadrži Al_2O_3. Najniže vrijednosti ove komponente od 14,44 mas. %, na lokalitetu Bosansko Grahovo ima *in situ* bazaltni hijaloklastit (uzorak BG-17). U analizranim uzorcima s lokaliteta Zelovo vrijednost ove komponente se kreće od 8,99 do 14,57 mas. %. Najniže vrijednosti ima uzorak kristalovitroklastični tuf (Z-9), dok su najviše vrijednosti zabilježene u bazaltnom uzorku ZB-4. Više vrijednosti ove komponente u bazaltu vjerojatnos u posljedica velike količine sitnih štapičastih minerala plagioklasa u matriksu stijene. S lokaliteta plavno uzorak kristaloklastičnog tufa (PB-10) sadrži 11,89 mas. %, dok litoklastični tuf (PB-14) sadrži 14,4 mas. % ove komponente.

Sadržaj Fe_2O_3 u uzorcima s lokaliteta Donje Pazarište i Jovanović Draga varira od 0,58 mas. % (vitroklastični tuf – uzorak JD-1b) do 8,99 mas. % (vulkanogena feldspatska grauvaka – DP-1/4). Bazaltni uzorak DP-BAZ sadrži 8,74 mas. % ove komponente. Uzorci s lokliteta Bosansko Grahovo imaju vrijednosti od 2,18 do 7,71 mas. %. Najniže vrijednosti sadrži sineruptivno pretaloženi kristaloklastični tuf (BG-6), dok su najviše vrijednosti zabilježene u uzorku *in situ* bazaltnog hijaloklastita (BG-17). Na lokalitetu Zelovo, analizirani uzorci sadrže od 1,22 do 9,14 mas. % Fe_2O_3. Najviše vrijednosti zabilježene su u uzorku bazalta ZB-4, dok su najniže vrijednosti zabilježene u uzorku kristalovitroklastičnom tufu iz profila Zelovo 1 (Sinj-9). Uzorci PB-10 i PB-14 s lokaliteta Plavno sadrže redom kako su navedeni, 4,41 i 5,41mas. % Fe_2O_3.

Sadržaj MgO u uzorcima s lokaliteta u Lici (Donje Pazarište, Jovanović Draga i Brušane) kreće se od 0,32 do 8,81 mas. %. Najmanje vrijednosti zabilježene su u uzorku vitroklastičnog tufa (JD-1b), a najviše u bazaltu (DP-BAZ). Na lokalitetu Bosansko Grahovo najniže vrijednosti u iznosu od 1,05 mas. % zabilježene su, kao i za Fe_2O_3, u uzorkau BG-6 (sineruptivno pretaloženi kristalokalstični tuf), a najviše vrijednosti od 6,25 mas. % u uzroku *in situ* bazaltnog hijaloklastita (BG-17). Uzorci s lokaliteta Zelovo sadrže vrijednosti od 1,47 do 8,35 mas. %. S tim da su u kristaovitroklastičnim tufovima vrijednosti približno jednake (1,47-1,48 mas. %), dok su za uzorak bazalta ZB-4 dobivene vrijednosti od 8,35 mas. %. Na lokalitetu Plavno iz dva analizirana uzorka dobivene su vrijednosti približno jednake i iznose 1,57 mas. % za uzorak litoklastičnog tufa (PB-14) i 1,59 mas. % za uzorak kristaloklastičnog tufa (PB-10).

Sadržaj CaO varira u uzrocima s lokaliteta Donje Pazarište, Jovanović Draga i Brušane od 0,1 do 12,76 mas. %. Najniža izmjerena vrijednost odnosi se na uzorak pelitnog sedimenta

iz Facijesa fliša (DP-1/3), a slične su vrijednosti zabilježene i za uzorak vulkanogenog pješčenjaka iz istog Facijesa. Najviše vrijednosti CaO na lokalitetima u Lici izmjerene su u uzorku bazalta DP-BAZ, što može biti povezano s kalcitizacijom plagioklasa u uzorku. Vrijednost ove komponente u uzorcima s lokaliteta Bosansko Grahovo kreće se od 4,25 do 14,05 mas. %. Najniže vrijednosti zabilježene su u uzorku alteriranog glinovitog tufa (BG-3), a najviše uzorku sineruptivno pretaloženog kristaloklastičnog tufa (BG-6) što se može objasniti kalcitnim vezivom u uzorku. Od tri analizirana uzorka s lokalita Zelovo najniže vrijednosti (1,47 mas. %) ove komponente ima kristalovitroklastični tuf iz profila Zelovo 2 (Z-9), a najviše vrijednosti izmjerene su za uzorak bazalta (ZB-4) i iznose 8,35 mas. %. Uzorci s lokaliteta Plavno sadrže 4,4 mas. % (PB-10) i 7,4 mas. % (PB-14).

Sadržaj Na_2O u uzorcima s loklatita Donje Pazarište, Jovanović Draga i Brušaen kreće se u rasponu od 1,29 do 6,65 mas. %, s tim da su najniže vrijednosti izmjerene za uzorak pelitnog sedimenta iz Facijesa fliša (DP-1/3), a najviše vrijdnosti za vitroklastični tuf (JD-1b). S lokaliteta Bosansko Grahovo uzorci iskazuju vrijednosti od 0,74 do 7,27 mas. %. Najniža vrijednosti izmjerena je u uzorku alteriranog glinovitog tufa (BG-3), dok su najviše vrijednosti izmjerene za uzorak ignimbrita (BG-12). Na lokalitetu Zelovo najniža i najviša vrijednost ove komponente izmjerena je u kristalovitroklastičnim tufovima. Niža vrijednosti od 2,04 mas. % u uzoraku Sinj-9 s profila Zelovo 1, a viša vrijednost od 2,84 mas. % u uzorku Z-9 s profila Zelovo 2. Uzorci s lokaliteta Plavno pokazuju vrijednosti 2,23 mas. % (PB-14) i 2,93 mas. % (PB-10).

Sadržaj K_2O za analizirane uzorke lokaliteta Donje Pazarište, Jovanović Draga i Brušane varira od 0,07 do 2,84 mas. %. Najniža vrijednost izmjerena je u uzorku bazalta DP-BAZ, a najviša u uzorku sineruptivno pretaloženog kristaloklastičnog tufa (DP-1/27). U uzorcima s Bosanskog Grahova vrijednosti se kreću od 0,16 mas % u uzorku *in situ* bazaltnog hijaloklastita (BG-17) do 4,38 mas. % u alteriranom glinovitom tufu (BG-3). Niske vrijednosti ove komponente od 0,17 mas. % ima i uzorak ignimbrita (BG-12), što je u skladu s odredbom kristaloklastičnog materijala kao plagioklasa. U uzorcima sa Zelova vidi se obrnuto proporcionalan trend komponente Na_2O i K_2O. Najniža o najviša vrijednost je izmjerena u kristalovitriklastičnim tufovima, no u ovom slučaju višu vrijednost (1,65 mas. %) ima uzorak Sinj-9 iz profila Zelovo 1, a nižu (0,69 mas. %) uzorak Z-9 iz profila Zelovo 2. Uzorci s lokaliteta Plavno sadrže 2,93 mas % (PB-10) i 2,23 mas. % (PB-14).

Tablica 3. Sadržaj glavnih elemenata u analiziranim uzorcima (mas %).

Uzorak	JD-1a	JD-1b	DP-BAZ	DP-1/3	DP-1/4	DP-1/27	DP-2/30	DP IGB	VI-2	BG-3	BG-6	BG-12	BG-13	BG-17	Sinj-9	Z-9	ZB-4	PB-10	PB-14
determinacija	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s krhotinama stakla JD	vitriklastični tuf JD	jastučasti bazalt DP	Pelitni sedimenta Facijesa fliša DP	vulkanogena feldspatska grauvaka DP	sineruptivno pretaloženi kristaloklastični	sineruptivno pretaloženi vitriklastični tuf DP	dacitni ignimbrit DP	dacitni ignimbrit podno brda Vinac, Brušane	Alteriranii glinoviti tuf BG	sineruptivno pretaloženi kristaloklastični tuf BG	ignimbrit BG	pretaloženi bazalto-andezitni hijaloklastit BG	*in situ* bazaltni hijaloklastit BG	kristalovitro klastični tuf Ze	kristalovitro klastični tuf Ze	bazalt Ze	kristaloklastični tuf Pl	litoklastični tuf Pl
SiO_2	52,82	78,43	47,37	62,98	56,69	56,92	73,96	78,48	71,53	51,43	46,54	61,12	51,71	43,21	75,71	78,67	49,84	66,69	57,02
TiO_2	0,74	0,14	1,36	0,07	0,94	0,69	0,14	0,16	0,27	0,77	1,32	0,21	0,86	0,88	0,11	0,11	1,13	0,57	0,69
Al_2O_3	16,13	12,44	13,5	18	19,42	21,26	11,41	11,75	14,27	20,75	17,07	16,58	17,97	14,44	9,22	8,99	14,57	11,89	14,4
Fe_2O_3	6,57	0,58	8,74	5,78	8,99	4,56	3,04	1,51	2,79	2,95	2,18	3,13	5,21	7,71	1,22	1,63	9,14	4,41	5,31
Cr_2O_3	0,034	0,002	0,052	0,005	0,006	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,004	0,049	0,061	0,002	0,002	0,063	0,006	0,004
MnO	0,11	0,01	0,16	0,03	0,11	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,06	0,03	0,06	0,12	0,01	0,01	0,14	0,02	0,04
MgO	7	0,32	8,81	1,42	2,03	2	2,7	0,44	3,27	2,24	1,05	1,28	4,22	6,25	1,48	1,47	8,35	1,59	1,57
CaO	6,23	0,3	12,76	0,1	0,12	1,93	0,94	0,36	1,47	4,25	14,05	5,27	5,64	13,4	2,93	1,74	8,9	4,4	7,4
Na_2O	4,95	6,65	3,1	1,29	2,98	5,12	2,39	4,16	2,18	0,74	2,91	7,27	6,58	3,76	2,04	2,84	2,05	1,66	2,13
K_2O	0,93	0,11	0,07	2,49	1,62	2,84	1,07	1,82	0,17	4,38	0,85	0,17	0,47	0,16	1,65	0,69	1,43	2,93	2,23
P_2O_5	0,17	0,02	0,39	0,07	0,07	0,15	0,03	0,02	0,03	0,11	0,16	0,06	0,13	0,19	0,01	0,01	0,27	0,05	0,06
Σ	95,684	99,002	96,312	92,235	92,976	95,502	95,692	98,722	95,992	87,643	86,193	95,124	92,899	90,181	94,382	96,162	95,883	94,216	90,854

5.7.1.2. Elementi u tragovima

Elementi u tragovima svih analiziranih stijena prikazani su u tablici 4. Najviše koncentracije inkompatibilnih elemenata (Cs, Rb, Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, Y) su izmjerene u uzorku alteriranog glinovitog tufa BG-3, dok su koncentracije kompatibilnih elemenata poput Co, Ni V, Cu nalaze najviše zastupljene u bazaltima na svim istraživanim lokalitetima. Najviše koncentracije Co, Ni, V i Cu nalaze se u uzorku DP BAZ. Visoke vrijednosti inkompatibilnih elemenata u uzorku BG-3 mogu se objasniti učinkovitijom adsorpcijom takvih elemenata na sitne čestice glina.

Visoke vrijednosti Sr (621,2 ppm) u uzorku pretaloženog bazaltnog hijaloklastita s krhotinama stakla (JD-1a) mogu se tumačiti prisustvom kalcita u obliku sitnih karbonatnih klasta ili kao sekundarnog minerala, u čijoj rešetki često dolazi do supstitucije Ca za Sr. U uzorcima bogatim feldspatima (DP-1/27, BG-6, Sinj-9) sadržaj Sr je također visok i kreće se od 282,5 do 413,6 ppm-a. Visoke vrijednosti Sr u ovim uzorcima mogu se objasniti zamjenom Sr s Ca u kristalonoj rešetci plagioklasa. U slučaju uzroka bazalta ZB-4 (463,5 ppm) vrijednosti Sr su visoke zbog supstitucije Sr za Ca u klinopiroksenima.

Izrazito visoka vrijednost Ba u uzorcima u Sinj-9 (6428 ppm) i Z-9 (3450 ppm), s lokaliteta Zelovo objašnjava se prisustvom minerala barita, a što se može povezati s ležištima tog minerala u bliskom okolišu. Osim toga u petrografskim preparatima rijetko se mogu uočiti sitni minerali barita.

Tablica 4. Sadržaj elemenata u tragovima u analiziranim uzorcima (ppm).

Uzorka	JD-1a	JD-1b	DP-BAZ	DP-1/3	DP-1/4	DP-1/27	DP-2/30	DP IGB	VI-2	BG-3	BG-6	BG-12	BG-13	BG-17	Sinj-9	Z-9	ZB-4	PB-10	PB-14
determinacija	pretaloženi bazaltni hijaloklastits krhotinama stakla JD	vitriklastični tuf JD	jastučasti bazalt DP	Pelitni sedimenta Facijesa fliša DP	vulkanogena feldspatska grauvaka DP	sineruptivno pretaloženi kristaloklastični feldspatski tuf DP	sineruptivno pretaloženi vitriklastični tuf DP	dacitni ignimbrit DP	dacitni ignimbrit podno brda Vinac, Brušane	Alterirani glinoviti tuf BG	sineruptivno pretaloženi kristaloklastični tuf BG	ignimbrit BG	pretaloženi bazalto-andezitni hijaloklastit BG	in situ bazaltni hijaloklastit BG	kristalovitroklastični tuf Ze	kristalovitroklastični tuf Ze	bazalt Ze	kristaloklastični tuf Pl	litoklastični tuf Pl
Cs	0,6	0,1	0,1	4,8	3	1,3	1,7	2,2	0,2	10,7	0,8	0,1	0,6	0,1	1,8	0,7	0,5	2	0,9
Rb	32,8	2,7	1,8	88,3	53,1	81,2	30,4	81,3	2	135,6	23	4,6	15,5	3,5	27,2	10,9	13,6	68,6	44,5
Ba	345	36	55	181	164	717	88	254	77	327	248	56	142	52	6428	3450	319	142	144
Th	15,9	13,2	5,4	7,5	7,8	6,2	19	11,5	11,3	31,2	5	12,6	6,5	3	12,8	13,5	4,5	3,7	2,2
U	3,7	3,1	1,2	2,2	2,4	1,3	4,3	1,2	0,6	7,3	1,5	4,7	3,2	0,7	1,3	3,4	1	2	1,3
Sr	621,2	246,7	299	62	73,6	386,8	80,9	101,2	87,1	65,3	282,5	76,1	220,6	130,4	413,6	128,6	463,5	117,2	122,2
Nb	14,8	6,1	21,7	6	6,9	8,7	6,4	6,3	6,6	22,9	14,3	13,3	9,3	5,6	6,5	6,4	9,8	3,5	1,9
Ta	1	0,6	1,4	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	1,8	0,9	1,1	0,5	0,3	0,7	0,5	0,6	0,3	0,2
Zr	187,2	134,2	146,3	140	161,1	220,9	162	151,9	177,5	507,6	164,3	190,7	110,4	91	126,9	126,9	121,1	76,4	74,6
Hf	5,4	4,2	3,3	3,9	4,9	5	4,5	4,3	5,1	12,3	3,9	5,3	3,1	2,3	4	3,9	3,2	2,2	2
Pb	15,5	15,1	4,7	19,4	14,3	11,3	24,3	4,2	2,7	13,5	6,8	3,1	7,1	3,6	6,9	20,4	5,8	40,7	4,2
Y	37,9	21,3	25,8	22,9	36,2	26,7	25,9	25,3	25,1	58,3	16,4	20,3	28,5	20	23,3	15,4	23,2	28,6	16,6
Co	21	1,3	40,3	15	17	6	1,8	1,1	2,8	3,3	4,9	2	29,2	31,9	0,5	0,9	37,7	6,4	10,6
Ni	85	20	167	20	20	20	20	20	20	20	20	20	78	106	20	20	86	20	20
V	121	10	235	139	141	79	10	8	20	50	101	47	200	218	8	8	224	107	153
Sc	19	4	29	23	20	12	4	4	7	16	12	6	30	30	4	3	28	14	15
Cu	32,6	5,3	38,7	27,2	19,6	4	1,3	1,2	1,2	17,9	6	1,6	25,1	42	4,4	3,5	24,2	20	25,6
Zn	58	14	44	74	100	69	54	15	38	24	50	45	86	62	6	17	52	48	85
Ga	14,1	6,9	11,9	18,2	16,9	23,1	12,2	11,2	14,7	21,7	18,4	15,4	13,8	13,6	9	7,9	15,6	12,1	14,6

5.7.1.3. Elementi rijetkih zemalja

Apsolutne koncentracije elemenata rijetkih zemalja prikazane su u tablici 5. Vidljivo je da najviše koncentracije ovih elemenata sadrži uzorak alteriranog glinovitog tufitičnog materijala BG-3 u Bosanskom Grahovu, najvjerojatnije zbog velike količine prisutnih glinovitih čestica u ovom uzorku. A najmanje koncentracije lakih rijetkih zemalja (od Lu do Tb) sadrži uzorak pretaloženog vitroklastičnog tufa JD-1b u Jovanović Dragi, a teških rijetkih zemalja (od Dy do Lu) uzorak pretaloženog kristaloklastičnog tufa (BG-6) u Bosanskom Grahovu. A od ostalih uzoraka, izuzevši uzorak BG-3, najviše koncentracije lakih rijetkih zemalja sadrži uzorak pretaloženog bazaltnog hijaloklastita s krhotinama stakla JD-1a s lokaliteta Jovanović Draga. Izuzevši uzorak pretaloženog kristaloklastičnog feldspatdskog tufa DP-1/27 iz Donjeg Pazarišta i uzorak pretaloženog kristaloklastičnog tufa BG-6 iz Bosanskog Grahova koji pokazuju pozitivne europijske anomalije (1,16 i 1,23), svi ostali uzorci imaju negativnu europijsku anomaliju, varirajući u rasponu od 0,32 kristalovitrični tuf (Z-9) Zelova do 0,90 (uzorak bazalta ZB-4, Zelovo). Europijska anomalija je računana na bazi formule Eu/Eu*= $\frac{EuN}{\sqrt{[(SmN)\times(GdN)}}$.

Tablica 5. Sadržaj elemenata rijetkih zemalja (REE) u analiziranim uzorcima (ppm).

Uzorak	JD-1a	JD-1b	DP-BAZ	DP-1/3	DP-1/4	DP-1/27	DP-2/30	DP IGB	VI-2	BG-3	BG-6	BG-12	BG-13	BG-17	Sinj-9	Z-9	ZB-4	PB-10	PB-14
determinacija	pretaloženi bazaltni hijaloklastits krhotinama stakla JD	vitriklastični tuf JD	jastučasti bazalt DP	Pelitni sedimenta Facijesa fliša DP	vulkanogena feldspatska grauvaka DP	sineruptivno pretaloženi kristaloklastični feldspatski tuf DP	sineruptivno pretaloženi vitriklastični tuf DP	dacitni ignimbrit DP	dacitni ignimbrit podno brda Vinac, Brušane	Alterirani glinoviti tuf BG	sineruptivno pretaloženi kristaloklastični tuf BG	ignimbrit BG	pretaloženi bazalto-andezitni hijaloklastit BG	in situ bazaltni hijaloklastit BG	kristalovitro klastični tuf Ze	kristalovitro klastični tuf Ze	bazalt Ze	kristaloklastični tuf Pl	litoklastični tuf Pl
La	36,2	9,1	25,1	24,5	23,7	29,1	39,2	19	21,8	59	35,9	25,3	33,2	10,6	26,5	27,2	25,9	15,5	17
Ce	78,8	21,3	60,9	46,7	54,3	35	75,1	39,1	40,8	103	56,8	54,5	65,9	24,8	52,8	52,2	56,4	28	29,7
Pr	9,24	2,54	7,41	5,36	6,56	6,46	8,2	4,33	4,41	13,22	7,77	6,51	7,34	3,31	5,97	5,76	6,52	3,64	4,07
Nd	35,6	9,2	30,5	20,4	25,3	24,6	28,5	16,6	16	49,9	29	23,7	29,4	14,1	21,4	21,5	26,1	15	16,8
Sm	7,21	2,4	6,23	3,64	6,43	4,72	5,28	3,55	3,18	10,43	5,33	4,61	5,44	3,25	4,82	4,13	5,35	2,8	3,55
Eu	1,28	0,39	1,86	0,71	1,46	1,84	0,54	0,5	0,78	2,42	2	0,79	1,31	0,99	0,52	0,43	1,59	0,67	0,8
Gd	7,01	2,55	6,31	3,44	6,97	4,98	4,21	3,82	3,58	11,09	4,67	4,01	5,84	3,45	4,96	4,01	5,45	3,03	3,67
Tb	1,1	0,47	0,89	0,62	1,05	0,7	0,65	0,58	0,63	1,84	0,58	0,62	0,79	0,56	0,75	0,62	0,79	0,59	0,56
Dy	6,82	3,45	4,89	3,97	6,56	4,18	3,99	3,85	3,96	10,66	3,03	3,82	4,79	3,62	4,39	3,41	4,47	4,11	3,35
Ho	1,35	0,79	0,93	0,81	1,29	0,73	0,87	0,85	0,9	2,1	0,55	0,76	0,86	0,68	0,88	0,69	0,89	1,07	0,71
Er	4,17	2,51	2,56	2,61	3,81	2,22	2,74	2,64	2,82	5,74	1,43	2,29	2,57	2,23	2,59	1,97	2,42	3,7	2,24
Tm	0,6	0,41	0,38	0,37	0,54	0,31	0,41	0,4	0,43	0,78	0,19	0,38	0,35	0,32	0,4	0,31	0,36	0,63	0,33
Yb	3,87	2,68	2,39	2,48	3,27	1,74	2,78	2,61	2,83	4,88	1,17	2,55	2,1	1,88	2,76	2,14	2,3	4,18	2,21
Lu	0,61	0,45	0,35	0,4	0,51	0,27	0,42	0,4	0,45	0,71	0,17	0,41	0,32	0,31	0,43	0,34	0,34	0,68	0,35
Eu/Eu*	0,5504	0,4819	0,9069	0,4529	0,6667	1,1602	0,3501	0,415	0,7067	0,6879	1,2255	0,5617	0,7105	0,9038	0,3251	0,323	0,9002	0,7032	0,6776

Eu anomalija izračunata prema Sun & McDonald (1979).

5.7.2. ENERGETSKI DISPERZIVNA RENDGENSKA SPEKTROSKOPIJA (EDX)

EDX analize poslužile su kako bi se identificirali kemijski elementi prisutni u određenim mineralnim zrnima, kristalokastima i litoklastima. Tako pregledani uzorci omogućili su lakši odabir minerala koje je potrebno analizirati elektronskom mikrosondom. Pregledani uzorci su slikani elektronskim mikroskopom, a na određenim mineralnim fazama napravljeni su pregledi spektra elemenata.

Uzorci s profila Donje Pazarište 1, 2, 3

Pregledana su 3 najzastupljenija tipa klasta: plagioklas, biotit i litoklasti s fenokristalima plagioklasa i vezivnim materijalom. Pokazalo se da su u uzorcima sineruptivno pretaloženih kristaloklastičnih tufova (DP-1/27) s profila Donje Pazarište plagioklasi bogati s Na. Puno su rijeđi plagioklasi s većim postotkom Ca ili alkalijski feldspati. Zastupljeniji su biotiti s višim sadržajem Fe, no zamijećeni su i biotiti s nehomogenim sadržajem Fe i Mg, te Ti obogaćenjem u dijelovima mineralnih zrna. Litoklaste efuzivnih stijena nije bilo moguće jasno odrediti, i to zbog dva razloga. S jedne strane fenokristali plagioklasa su većinom alterirani u kalcit, a s druge strane matriks je toliko sitan da se ne može jasno odrediti, odnosno alteriran je u minerale glina bogate Fe, Mg, K, Ca. U litoklastima su na povećanjima omogućenim elektronskim mikroskopom primijećena zrna dimenzija oko 2 do 5 μm, koja su bogata Ti. Matriks za koji je mikropetrografski određeno da se radi o vulkanskom staklu pokazao je pikove elemenata Fe, Mg, K, Ca, Na, i rjeđe Ti.

Ovom prilikom analiziran je i uzorak staljenog dacitnog ignimbrita (DP IGB) koji je prikupljen u blizini snimljenog slijeda naslaga, ali ga nije bilo moguće korelirati sa slijedom. Provedbom EDX analize na ovom uzorku ustanovljena je slična mineraloška asocijacija s vulkanoklastičnim stijenama koje se nalaze u slijedu. Plagioklasi pokazuju obogaćenje Na komponentom, vitrični materijal sadrži Si, Na, K, Ca, Mg.

Za daljnju analizu primjenom elektronske mikrosonde odabrani su uzorci DP-1/27 i DP IGB 3.

Uzorci s profila Bosansko Grahovo

U uzorku sineruptivno pretaloženog kristaloklastičnog tufa BG-6 analizirani su prisutni klasti, te je EDX analiza ukazala na postojanje više vrste plagioklasa:onih koji sadrže samo Na, onih koji sadrže Na i Ca, odnosno samo Ca. Pojedina zrna plagioklasa su potpuno alterirana i pokazuju samo pikove Ca, odnosno sada su potpuno kalcitna, ali ima feldspatskih zrna koja su alterirana u minerale glina vrlo varijabilnog sastava (pojavljuju se pikovi za elemente K, Na, Ca, Mg i Fe). Osim plagioklasa, analiziran je i biotit koji je karakteriziran kemijskom

varijabilnošću. Vezivo je također analizirano, ali ukupna suma takvih analiza nije bila viša od 70 % izmjerenog sadržaja, pa se može pretpostaviti da se u vezivu nalazi miješani kalcitno-glinoviti materijal.

U uzorku BG-12, odnosno uzorku ignimbrita bogatog litoklastima, iz Bosanskog Grahova analizirani su plagioklasi, biotit, litoklasti i matriks. Svi plagioklasi su jedinstveno ukazali na pik Na, i rijetko se pojavljuje plagioklas s Ca-pikom. Analizirani biotit uglavnom ima izražen pik Fe, bez zamijećenog Mg-pika. Analizirani litoklasti najčešće su mikrokristalastog sastava, ali ipak su prepoznati feldspati s Na- i K-pikom. Osim toga, u nekim plagioklasima zabilježen je samo Ca-pik bez pojave Si, što je jasan znak kalcitizacije plagioklasa. Matriks je u litoklastima uglavnom bilo teško analizirati, zbog njegove sitnozrnatosti, ali su zabilježeni pikovi K, Na, Ca, Fe i Mg, uz stalne pikove Si. Vezivo u uzorku ima izražene pikove Si, uz koji se javljaju Na, K, Ca.

Uzorak *in situ* hijaloklastita BG-17 je mikropetrografski determiniran kao bazaltno-andezitna stijena, a EDX analize su bile napravljene na fenokristalima piroksena, plagioklasa i na istim mineralnim fazama u matriksu. Pirokseni su analizirani na najmanje 2 mjesta, obzirom da su određena zrna iskazivala zonalnu građu. EDX analize fenokristala piroksena pokazale su da su pirokseni bogati s Fe, Ca, Mg, Cr i Ti, s tim da su pikovi bili različiti u pojedinim zrnima, odnosno njihovi intenziteti su se razlikovali. Većina plagioklasa je imala rezultate mjerenja do 80% ukupne sume, što ukazuje na njihovu intenzivnu alteraciju u sekundarne minerale (klorit i kalcit). Inače su zabilježeni pikovi Na i Ca u određenim zrnima plagioklasa, s tim da su plagioklasi sa Ca-pikovima kalcitizirani, dok su zrna s Na-pikovima alterirana u minerale glina ili albitizirani. Analize matriksa su pokazale da je on bogat elementima Si, Ca, Na, Mg, Fe.

Uzorci s profila Zelovo 1

Iz slijeda naslaga na lokaciji Zelovo 1 odabran je samo jedan uzorak zelenog kompaktnog kristalovitriklastičnog tufa za daljnje kemijske analize (Sinj-9). Kristaloklasti feldspata u tufu pokazuju pikove Na, a jako rijetko i pikove Ca. Uočeni su i zonalni plagioklasi, i to primjerci koji pokazuju intenzivniji pik Ca u sredini, a slabiji na rubu, ali i obrnuti slučajevi koji su u središnjem dijelu osiromašeniji sa Ca, ali čiji sadržaj raste prema rubovima. Krhotine stakla su također analizirane i pokazuju obogaćenje Ca na rubovima, što ne iznenađuje s obzirom na mikropetrografsku odredbu. Središnji dijelovi krhotina obogaćeni su elementom Na. Osim toga, mjerenjem krhotina stakla javljaju se pikovi elemenata Si, Fe, Mg, K. Vezivni materijal u stijeni također pokazuje obogaćenje s Na, Ca, K, Si.

5.7.3. ANALIZE ELEKTRONSKOM MIKROSONDOM

Metodom elektronske mikrosonde analizirani su kemijski sastavi minerala u uzorcima DP-1/27, DP-IGB 3, JD-2A, DP-BAZ3, BG-12, BG-17 i Sinj-9. Pri tome je upotrebljena metoda točkastog mjerenja pojedinih minerala te metoda kemijskog mapiranja uzorka. Analizirani su feldspati, biotit, fragmenti plovučca, krhotine stakla i vezivo u tufovima i ignimbritima te fenokristali piroksena, plagioklasa, i matriks u efuzivnim stijenama.

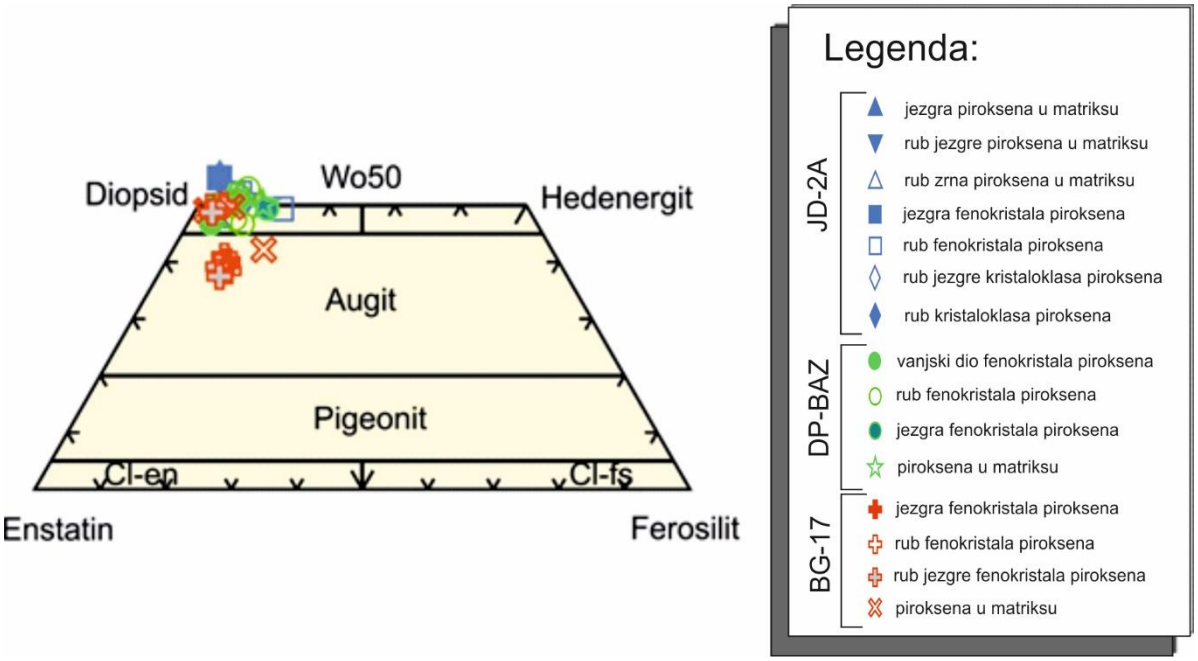
5.7.3.1. Točkasto mjerenje pojedinih minerala

Analize točkastom metodom provedenu su na dvije skupine minerala u analiziranim uzrocima. U uzorku BG-17 analizirani su klinopirokseni, u uzorcima JD-2A i DP-BAZ klinopirokseni i feldspati, dok su u uzorcima DP-IGB i Sinj-9 analizirani samo feldspati. Dodatno su točkastim mjerenjem u uzorku BG-12 izmjereni lepezasti minerali obogaćeni sadržajem Ca, što je pokazalo elementarno mapiranje u uzorku. Utvrđeno je da se radi o mineralu pumpellyitu koji je indikator vrlo niskog stupnja metamorfizma. Rezultati analiza biti će prikazani posebno za klinopiroksene i feldspate.

5.7.3.1.1. Geokemija klinopiroksena

Analizama provedenim elektronskom mikrosondom na zrnima klinopiroksena iz tri različita uzorka (JD-2A, DB BAZ i BG-17) dobiven je sadržaj oksida glavnih elemenata (tablica 6., 7. i 8). Kemijske formule minerala računate su pomoću Formelcalc© programa napisanog od strane Hans-Peter Mayer, Universität Heidelberg, a na bazi 6 oksida. Naknadno su izračunate vrijednosti Al^{IV} i Al^{VI}, te njihov omjer. Podaci su analizirani koristeći IgPet© software za izradu klasifikacijskih i diskriminacijskih dijagrama. Za klasifikaciju klinopiroksena (slika 40) korišten je dijagram prema Morimoto (1988). Klinopirokseni analizirani u različitim uzorcima označeni su različitim bojama (crveno – klinopirokseni s lokacije Bosansko Grahovo iz *in situ* bazaltnog hijaloklastita, uzorak BG 17; zeleno – klinopirokseni s lokacije Donje Pazarište iz jastučastog bazalta, uzorak DP BAZ; plavo – klinopirokseni s lokacije Jovanović Draga, podno jastučastih bazalta, iz bazaltnog hijaloklastita, uzorak JD-2A. Prilikom mjerenja u hijaloklastičnim varijatetima vodilo se računa da se analiziraju zrna klinopiroksena unutar bazaltnih fragmenata, odnosno litoklasta, ali i kristaloklasti klinopiroksena. Svako zrno klinopiroksena analizirano je najmanje u dvije točke, najčešće u jezgri i na rubu, ovisno o vidljivoj zonaciji prema BSE snimcima (BSE=„*back-scattered electron*“). U klasifikacijskom dijagramu prema Morimotu (1988) sve su analize klnopiroksena uzorka JD-2A, iz Jovanović Drage i iz uzoraka jastučastog bazalta DP-BAZ, koji je s njim asociran projicirane u područje

diopsida ($CaMgSi_2O_6$) , dok je većina klinopiroksena iz uzorka BG-17, s lokaliteta Bosansko Grahovo projicirana u polje augita, (Ca, Na)(Mg, Fe^{2+}, Mn, Fe^{3+}, Al, Ti)$_2$(Si,Al)$_2O_6$ (slika 53). U uzorku hijaloklastita (uzorak JD-2A) analizirana su zrna klinopiroksena koja su se nalazila u bazaltnim klastima i u formi kristaloklasta, u staklastoj magmatskoj osnovi. I klinopirokseni iz litoklasta i kristaloklasti u pretaloženom bazaltnom hijaloklastitu JD-2A kemijski su vrlo slični klinopiroksenima u jastučastim bazaltima (uzorak DP-BAZ). Ovakvi podaci potvrđuju genetsku povezanost jastučastih bazalta i s njima asociranih pretaloženih hijaloklasita.



Slika 40. Dijagram za klasifikaciju piroksena (Morimoto, 1988).

Tablica 6. Rezultati analiza elektronskom mikrosondom na piroksenima u uzorku JD-2a. Lokalitet Jovanović Draga, Facijes hijaloklastita (FH), litotip pretaloženih bazaltnih hijaloklastita s karbonatnim klastima.

Lokalitet	Jovanović Draga								
uzorak	JD 2 A								
determinacija	bazaltni hijaloklastit								
Analiza	C2 p1	C2 p2	C2 p3	C3 p1	C3 p2	C3 p3	C3 p4	C5 p1	C5 p2
mjesto	px u matriksu, jezgra	px u matriksu, rub jezgre	px u matriksu, rub	fenokristal, jezgra	fenokristal, jezgra, ponovljeno mjerenje	fenokristal rub	fenokristal rub	zonalni fenokristal u vulkanskom staklu, rub	zonalni fenokristal u vulkanskom staklu, sami rub
SiO_2	51,55	47,65	47,91	46,18	45,80	45,75	47,40	49,02	45,97
TiO_2	0,59	1,42	1,63	1,28	1,56	1,76	1,61	0,62	1,63
Al_2O_3	3,54	5,40	5,54	7,08	8,21	7,61	6,77	5,93	8,29
Cr_2O_3	0,34	0,00	0,00	0,17	0,05	0,02	0,00	0,63	0,11
FeO	4,45	8,83	7,84	5,75	5,73	7,64	6,63	3,30	4,95
MnO	0,09	0,18	0,18	0,06	0,09	0,13	0,11	0,09	0,10
MgO	16,69	13,33	13,59	5,23	13,70	12,66	13,60	15,57	13,73
CaO	22,68	22,12	22,61	23,03	23,54	23,05	23,12	23,12	23,62
Na_2O	0,18	0,51	0,48	0,28	0,25	0,37	0,26	0,41	0,25
K_2O	0,01	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
Σ	100,12	99,46	99,80	89,09	98,93	98,99	99,52	98,69	98,66
Si	1,879	1,778	1,778	1,916	1,701	1,737	1,759	1,807	1,710
Ti	0,016	0,040	0,046	0,040	0,044	0,050	0,045	0,017	0,045
Al	0,152	0,238	0,242	0,346	0,359	0,340	0,296	0,258	0,363
Cr	0,010	0,000	0,000	0,005	0,001	0,001	0,000	0,018	0,003
Fe3	0,062	0,164	0,147	0,000	0,167	0,000	0,117	0,102	0,142
Fe2	0,074	0,111	0,097	0,200	0,011	0,243	0,088	0,000	0,012
Mn	0,003	0,006	0,006	0,002	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,907	0,742	0,752	0,323	0,759	0,716	0,752	0,856	0,761
Ca	0,885	0,884	0,899	1,024	0,937	0,937	0,919	0,913	0,941
Na	0,013	0,037	0,034	0,023	0,018	0,028	0,019	0,029	0,018
K	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
OH	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
*H2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Summe	4,000	4,000	4,000	3,880	4,000	4,056	4,000	4,002	4,000
Sumox	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Pyx Al6/Al4	0,25	0,07	0,09	3,13	0,20	0,29	0,23	0,33	0,25
Mg-Value	86,98	72,91	75,55	61,82	80,99	74,70	78,54	89,39	83,17
Mg#	92,50	86,93	88,61	61,82	98,54	74,70	89,49	100,00	98,40

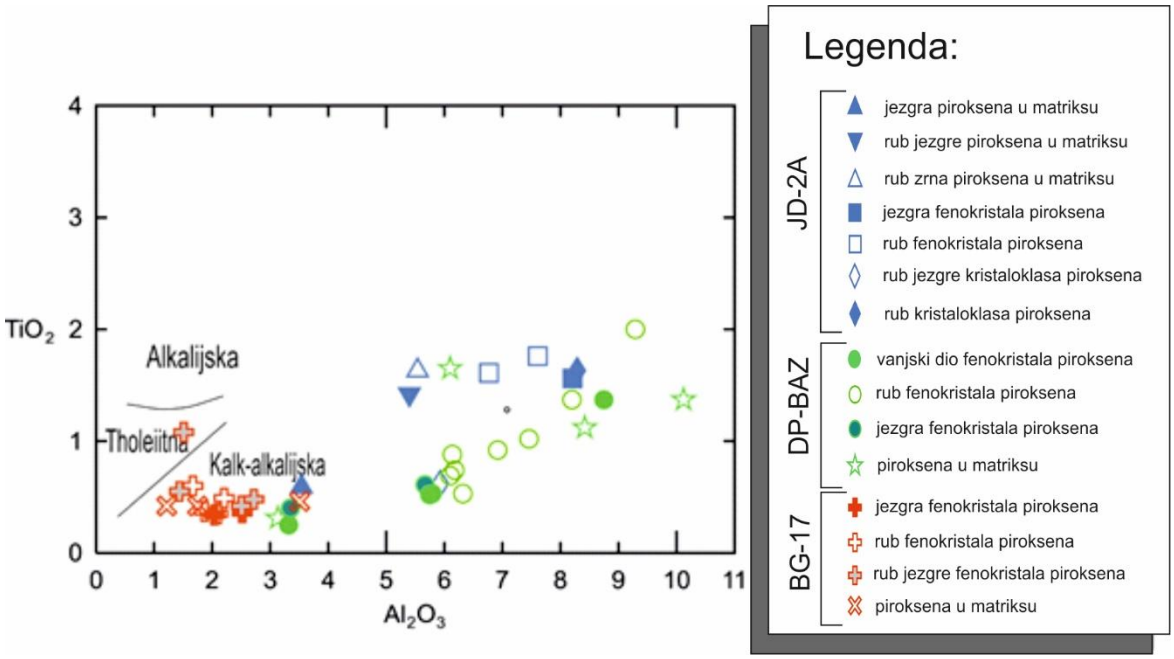
Tablica 7. Rezultati analiza elektronskom mikrosondom na piroksenima u uzorku DP BAZ 3. Lokalitet Jovanović Draga, Koherentni facijes (KF), litotip jastučastih olivinskih bazalta.

Lokacija	Jovanović Draga																	
uzorak	DP BAZ																	
determinacija	jastučasti olivinski bazalt																	
Analiza	C6 p1	C6 p2	C6 p3	C6 p4	C6 p5	C6 p6	C6 p7	C6 p8	C6 p9	C6a p10	C6a p11	C6a p12	C6a p13	C6a p14	C6a p15	C6a p6	C6a p22	C6a p25
mjesto	zonalni fenokristal, vanjski dio	zonalni fenokristal, rub	zonalni fenokristal, rub	zonalni fenokristal, jezgra	zonalni fenokristal, vanjski dio jezgre	zonalni fenokristal, vanjska zona	zonalni fenokristal, prema rubu	zonalni fenokristal, prema rubu	zonalni fenokristal, rub	drugi zonalni fenokristal, jezgra	prema rubu	početak tamnije zone prema rubu	još prema rubu	sami rub	mali fenokristal, ca 80 mikrona, jezgra	mali fenokristal, ca 80 mikrona, prema rubu	mineralno zrno u matriksu	mineralno zrno u matriksu
SiO_2	49,63	49,49	50,33	50,70	52,39	50,04	49,93	48,80	48,00	51,51	50,96	49,94	47,58	46,08	49,77	47,12	48,96	48,14
TiO_2	0,53	0,74	0,88	0,61	0,25	0,52	0,69	1,02	1,37	0,31	0,40	0,53	1,37	2,00	0,92	1,37	1,65	1,11
Al_2O_3	5,79	6,18	6,14	5,67	3,32	5,75	6,10	7,46	8204,00	3,13	3,35	6,32	8,75	9,29	6,92	10,12	6,10	8,42
Cr_2O_3	0,51	0,00	0,01	0,53	0,78	0,91	0,16	0,04	0,05	0,02	0,01	0,02	0,10	0,05	0,10	0,02	0,01	0,11
FeO	3,43	5,21	5,03	3,34	2,72	3,13	4,24	5,04	5,20	8,43	8,44	7,71	5,19	6,60	4,70	5,59	7,84	4,82
MnO	0,08	0,11	0,11	0,11	0,11	0,09	0,06	0,05	0,09	0,24	0,26	0,18	0,08	0,07	0,13	0,08	0,22	0,11
MgO	16,08	15,55	15,18	15,48	17,12	15,44	15,27	14,52	13,74	13,39	13,12	14,52	13,78	12,68	14,87	13,29	12,70	14,22
CaO	23,33	22,22	21,99	23,30	22,47	22,90	22,70	22,31	23,08	22,98	22,64	21,04	22,50	22,78	22,92	22,37	22,06	22,45
Na_2O	0,36	0,39	0,37	0,35	0,30	0,37	0,39	0,46	0,34	0,59	0,53	0,54	0,35	0,37	0,40	0,45	0,77	0,43
K_2O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Σ	99,75	99,90	100,03	100,06	99,46	99,16	99,54	99,71	8.295,88	100,60	99,74	100,80	99,69	99,90	100,74	100,42	100,29	99,79
Si	1,809	1,807	1,840	1,846	1,911	1,838	1,829	1,789	1,760	1,900	1,898	1,822	1,750	1,704	1,806	1,721	1,810	1,764
Ti	0,014	0,020	0,024	0,017	0,007	0,014	0,019	0,028	0,038	0,009	0,011	0,015	0,038	0,055	0,025	0,038	0,046	0,031
Al	0,249	0,266	0,264	0,243	0,143	0,249	0,263	0,323	0,355	0,136	0,147	0,272	0,379	0,405	0,296	0,436	0,266	0,363
Cr	0,015	0,000	0,000	0,015	0,023	0,026	0,005	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,003	0,000	0,000	0,003
Fe3	0,104	0,106	0,034	0,041	0,020	0,047	0,064	0,074	0,073	0,088	0,073	0,093	0,067	0,101	0,069	0,080	0,077	0,075
Fe2	0,000	0,053	0,120	0,061	0,063	0,050	0,066	0,080	0,087	0,172	0,190	0,142	0,093	0,103	0,074	0,091	0,165	0,072
Mn	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,008	0,008	0,005	0,002	0,002	0,004	0,003	0,007	0,003
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,874	0,847	0,827	0,840	0,931	0,845	0,834	0,793	0,751	0,736	0,729	0,789	0,756	0,699	0,804	0,723	0,700	0,776
Ca	0,911	0,869	0,861	0,909	0,878	0,901	0,891	0,877	0,907	0,908	0,904	0,822	0,887	0,902	0,891	0,875	0,874	0,881
Na	0,025	0,027	0,026	0,025	0,021	0,026	0,027	0,033	0,024	0,042	0,039	0,038	0,025	0,027	0,028	0,032	0,055	0,030
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
OH	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
*H2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Summe	4,005	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Sumox	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Pyx Al6/Al4	0,31	0,38	0,65	0,58	0,60	0,54	0,54	0,53	0,48	0,36	0,45	0,53	0,52	0,37	0,52	0,56	0,40	0,54
Mg-Value	89,33	84,18	84,32	89,21	91,83	89,79	86,53	83,70	82,48	73,89	73,49	77,03	82,57	77,41	84,93	80,92	74,29	84,03
Mg#	100,00	94,14	87,34	93,27	93,70	94,45	92,71	90,81	89,65	81,02	79,34	84,75	89,04	87,20	91,58	88,87	80,92	91,47

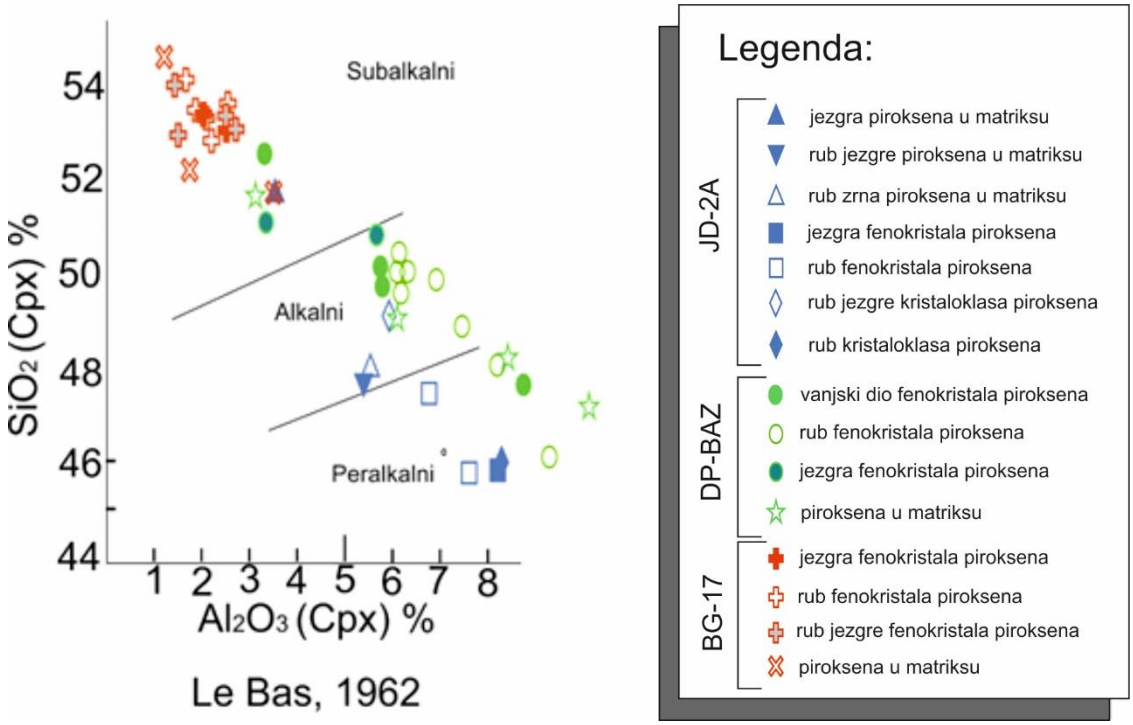
Tablica 8. Rezultati analiza elektronskom mikrosondom na piroksenima u uzorku Bosna 17. Lokalitet Bosansko Grahovo, Facijes hijaloklastita (FH), litotip *in situ* bazaltnih hijaloklasita.

Lokacija	Bosansko Grahovo													
uzorak	Bosna 17													
determinacija	*in situ* bazaltni hijaloklastit													
Analiza	C11 p1	C11_p2	C11_p3	C11_p4	C2 p1	C2 p2	C2 p3	C7 p1	C7 p2	C7 p3	C7 p4	C7 p5	C6 p1	C6 p2
mjesto	jezgra fenokristala	rub fenokristala	rub fenokristala	jezgra fenokristala	rub fenokristala	10 µm od ruba	px u matriksu	px u matriksu	fenokristal oko 100µm, potpuno na rubu	fenokristal oko 100µm, malo prema jezgri	px u matriksu. rubni dio	px u matriksu, prema središtu	fenokristal, rub	fenokristal, prema središtu
SiO_2	52,88	53,13	53,30	53,21	53,44	53,18	52,05	54,40	53,93	52,78	51,58	53,82	52,66	52,90
TiO_2	0,36	0,35	0,37	0,34	0,42	0,42	0,42	0,42	0,60	1,08	0,46	0,55	0,49	0,48
Al_2O_3	2,52	2,10	1,87	2,04	2,55	2,51	1,75	1,22	1,67	1,51	3,51	1,44	2,21	2,72
Cr_2O_3	0,51	0,36	0,41	0,38	0,13	0,11	0,22	0,01	0,11	0,03	0,12	0,24	0,59	0,08
FeO	6,06	6,68	6,34	6,55	6,79	6,78	10,01	3,04	3,05	5,43	6,25	3,12	6,09	7,26
MnO	0,20	0,19	0,14	0,20	0,19	0,16	0,43	0,03	0,08	0,08	0,25	0,08	0,17	0,19
MgO	17,75	18,43	18,10	18,56	18,20	18,48	14,66	17,48	16,94	15,51	14,89	16,97	17,69	18,66
CaO	19,61	18,96	19,51	18,74	18,99	19,26	19,57	24,24	24,22	23,36	22,85	23,71	20,00	18,32
Na_2O	0,20	0,20	0,20	0,24	0,20	0,19	0,68	0,46	0,56	0,91	0,66	0,54	0,21	0,22
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00
Σ	100,09	100,39	100,25	100,26	100,92	101,11	99,80	101,31	101,15	100,68	100,60	100,49	100,09	100,82
Si	1,929	1,931	1,941	1,934	1,933	1,918	1,937	1,949	1,938	1,921	1,882	1,947	1,923	1,913
Ti	0,010	0,010	0,010	0,009	0,011	0,011	0,012	0,011	0,016	0,030	0,012	0,015	0,013	0,013
Al	0,108	0,090	0,080	0,087	0,109	0,106	0,077	0,052	0,071	0,065	0,151	0,061	0,095	0,116
Cr	0,015	0,010	0,012	0,011	0,004	0,003	0,006	0,000	0,003	0,001	0,004	0,007	0,017	0,002
Fe3	0,012	0,033	0,019	0,031	0,013	0,048	0,068	0,060	0,058	0,098	0,104	0,046	0,030	0,045
Fe2	0,172	0,170	0,174	0,168	0,192	0,156	0,243	0,031	0,033	0,067	0,087	0,049	0,156	0,174
Mn	0,006	0,006	0,004	0,006	0,006	0,005	0,014	0,001	0,002	0,002	0,008	0,002	0,005	0,006
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,966	0,998	0,983	1,006	0,982	0,993	0,813	0,933	0,907	0,841	0,810	0,915	0,963	1,006
Ca	0,767	0,738	0,762	0,730	0,736	0,744	0,780	0,930	0,932	0,911	0,894	0,919	0,782	0,710
Na	0,014	0,014	0,014	0,017	0,014	0,013	0,049	0,032	0,039	0,064	0,047	0,038	0,015	0,015
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
OH	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
*H2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Summe	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Sumox	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Pyx Al6/Al4	0,54	0,30	0,37	0,33	0,62	0,29	0,22	0,01	0,13	-0,19	0,28	0,16	0,23	0,33
Mg-Value	83,94	83,10	83,58	83,47	82,69	82,93	72,31	91,11	90,84	83,60	80,94	90,65	83,82	82,09
Mg#	84,86	85,46	84,98	85,70	83,62	86,39	77,00	96,80	96,45	92,63	90,29	94,94	86,08	85,25

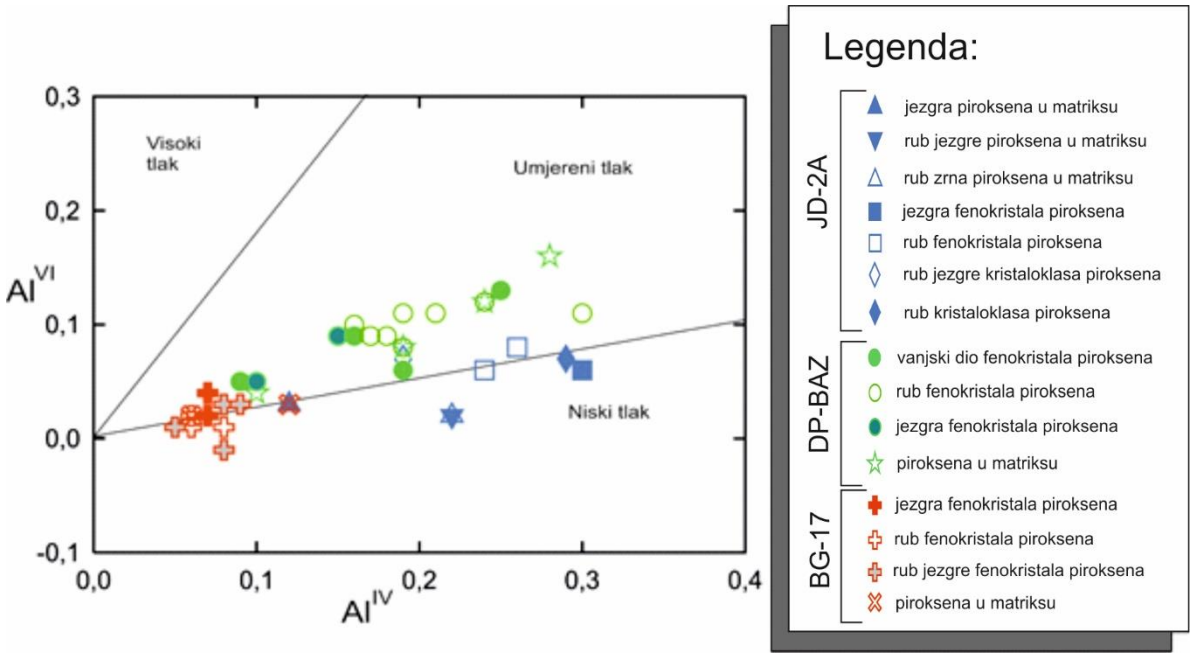
Na temelju Al_2O_3 i TiO_2 sadržaja u klinopiroksenima konstruiran je dijagram za determinaciju magmatske serije (LeBas, 1962) sva analizirana zrna klinopirokseni iz uzorka BG-17 se projiciraju u polje kalcijsko-alkalijskih magmi (slika 41), dok klinopirokseni s lokaliteta Donje Pazarište i Jovanović Draga pokazuju veći rasap vrijednosti. Klinopirokseni s lokacija Donje Pazarište i Jovanović Draga su znatno obogaćeniji Al_2O_3 komponentom od klinopiroksena iz Bosanskog Grahova, ali i sa TiO_2 komponentom. To se jako dobro vidi i u Al_2O_3 vs. SiO_2 dijagramu po LeBas (1962) za odredbu magmatske serije (slika 42). U tom dijagramu svi klinopirokseni s lokacije Bosansko Grahovo pokazuju osiromašenje u Al_2O_3 i obogaćenje u SiO_2 komponenti, što bi ukazivalo na pripadnost subalkalnoj magmi. Klinopirokseni lokacija Jovanović Draga i Donje Pazarište pokazuju puno veću raznolikost u Al_2O_3 i SiO_2 sadržaju i projiciraju se u područjima koja bi odgovarala alkalnim i peralkalnim magmama (slika 42). Veći sadržaj Al_2O_3 u klinopiroksenima obično znači i veći sadržaj Al u oktaedrijskim pozicijama, što ukazuje na formiranje na višim tlakovima. Ovisnost omjera Al u tetraedrijskoj poziciji (Al IV) i onoga u oktaedrijskoj poziciji (Al VI) u kristalonoj strukturi klinopiroksena o tlaku prikazana je u dijagramu na slici 43. Al se u kristalnu rešetku klinopiroksena spremno ugrađuje na tetraedrijsko mjesto gdje se zamjenjuje sa Si, ali je moguća i njegova supstitucija za elemente koji se poput Fe, Mg i Ca, u kristalnoj rešetci nalaze na pozicijama oktaedra. U uvjetima visokog tlaka Al^{3+} kao veći ion (54 pm) od Si^{4+} (26 pm) preferirano ulazi u oktaedrijsku poziciju. U Al IV – Al VI dijagramu omjera Al u tetraedrijskoj i oktaedrijskoj poziciji unutar kristalne rešetke klinopiroksena (Aoki & Shiba, 1973) analize klinopiroksena iz Bosanskog Grahova pokazuju jako dobro grupiranje na granici između područja niskog do srednjeg tlaka, dok se klinopirokseni iz jastučastih bazalta Jovanović Drage i s njima genetski povezanih pretaloženih hijaloklastita, koji su karakterizirani višim sadržajem Al_2O_3, ne grupiraju tako savršeno, već se protežu kroz područje niskog i srednjeg tlaka. Pri tome klinopirokseni iz jastučastog bazalta DP-BAZ sugeriraju nastanak u uvjetima nešto višeg tlaka. Klinoirokseni u bazaltnim klastima hijaloklastita JD-2a pokazuju slične vrijednosti kao i klinopirokseni iz jastučastih bazalta uzoraka DP-BAZ. Ovaj podatak također svjedoči o njihovoj uskoj genetskoj povezanosti i nema sumnje da se u pretaloženim hijaloklastitima nalaze klasti petrološki istog bazalta kao u uzorcima DP-BAZ, što je i zaključak iz mikropetrografskih istraživanja.



Slika 41. Al_2O_3 vs. TiO_2 dijagram za određivanje pripadnosti piroksena magmatskoj seriji (LeBas, 1962).



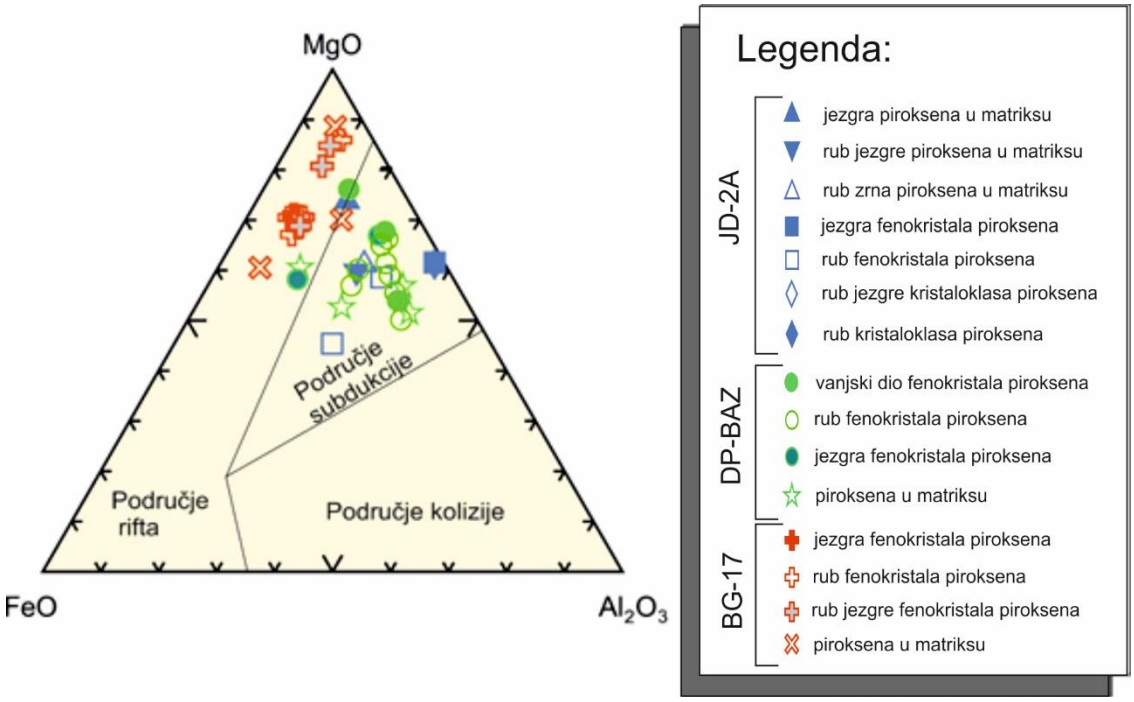
Slika 42. Al_2O_3-SiO_2 dijagram za odredbu magmatske serije prema odnosima glavnih elemenata u piroksenima (LeBas, 1962).



slika 43. Al IV – Al VI dijagram omjera Al u tetraedrijskoj i oktaedrijskoj poziciji unutar kristalne rešetke klinopiroksena (prema Aoki & Shiba, 1973).

Upotrebom trokomponentnog dijagrama FeO-MgO-Al_2O_3 za piroksene moguće je pretpostaviti u kakvim su geotektonskim pozicijama nastali (LeBas, 1962). Dijagram za analizirane klinopiroksene prikazan je na slici 44. Trokomponentni dijagram je ravnim linijama podijeljen u tri područja. Pirokseni koji se projiciraju u područje s najvišom koncentracijom Al_2O_3 pripadati će magmi nastaloj u geotektonskim okolišima kolizije, obzirom da prilikom kolizije u taljevinu ulazi stanoviti udio kontinentalne kore bogate Al-komponentom. Magme nastale u riftnim uvjetima biti će primitivnije i sadržavati će veći dio plaštnog materijala, te biti bogate Fe i Mg, dok će se u prijelaznom području projicirati klinopirokseni koji potječu iz kalcijsko-alkalijske magme, nastale u područjima subdukcijskih orogenetskih pojasa. Analize klinopiroksena iz Bosanskog Grahova projicirale su se u području riftnih magmi, dok su se analize klinopiroksena iz okolice Donjeg Pazarišta projicirale u područje kalcijsko-alkalijskih orogenetskih magmi. Moguće je da je Bosansko Grahovo u srednjetrijasko vrijeme bilo smješteno bliže riftnim zonama, stoga se to reflektira u kemijskom sastavu klinopiroksena, iako uzorci cijele stijene na to jasno ne ukazuju. Analize klinopiroksena iz okolice Donjeg Pazarišta ukazuju na veću ulogu kontinentalne kore u nastanku taljevine. Ovaj dijagram ima izrazitu važnost u rekonstrukciji regionalnog geotektonskog i sedimentološkog modela za srednji trijas u Vanjskim Dinaridima. Pretpostavka je da su vulkanske stijene i vulkanoklastične naslage s lokaliteta Bosansko Grahovo nastale u okolišima gdje je dolazilo do razmicanja litosfere, i stanjivanja kore. Moguće je da se zato uzorci s ove lokacije ne projiciraju u područje

kalcijsko-alkalijske magme već u područje magme kontinentalne kore u dijagramu Cabanis Lescolle (slika 52). Kemijski sastav jastučastih bazalta iz okolice Donjeg Pazaršta i s njima genetski asociranih pretaloženig hijaloklastita mogli bi se objasniti taljenjem određenog dijela subducirane litosfere. Nedostatak ovakvih dijagrama je taj da podjela u područja odijeljena ravnim linijama, ostavlja otvorena pitanja o uzorcima koji se projiciraju u blizini granica. Preciznije i točnije riješenje ovog problema bila bi konstrukcija trokomponentnih dijagrama vjerojatnosti koji bi određenim područjima pripisivali i određenu vjerojatnost za analizirane uzorke.



slika 44. Trokomponentni dijagram sastava piroksena za odredbu geotektonskog položaja s pozicijama projiciranog sastava analiziranih uzoraka (LeBas., 1992).

5.7.3.1.2. Geokemija feldspata

Analize elektronskom mikrosondom provedene su na kristaloklastima i na kristalima feldspata i u litoklastima u uzorcima sineruptivno pretaloženog kristaloklastičnog tufa DP-1/27 (kristaloklastični tuf), i staljenog dacitnog ignimbrita DP-IGB (staljeni dacitni ignimbrit), s lokaliteta Donje Pazarište, ignimbrita BG-12 s lokaliteta Bosansko Grahovo i kristalovitriklastičnog tufa Sinj-9 s s lokaliteta Zelovo 1. Rezultati analiziranih feldspata prikazani su u tablicama 9 i 10, iz kojih se može zaključiti da su na lokaciji Donje Pazarište feldspati u izabranim uzorcima uglavnom homogenog albitnog sastava, s malim varijacijama u sadržaju Na_2O komponente (10,76-11,53). Isto potvrđuju snimljene elementarne mape u uzorku

DP-1/27 koje karakteriziraju albitni kristaloklati bez značajnih varijacija u boji koje bi sugerirale razliku u sadržaju određenog elementa. Uzorak BG-12 koji je također analiziran elementarnim mapiranjem pokazuje slične karakteristike kao i uzorak DP-1/27, jer su i ovdje sva zrna feldspata albitnog sastava, bez značajnih varijacija u sastavu i zastupljenosti CaO i Na_2O. Uzorak kristalovitroklastičnog tufa Sinj-9 s lokaliteta Zelovo 1, analiziran je točkastom metodom, jer je već pri spektralnim analizama SEM-om pokazivao najveća odstupanja u sastavu. Rezultati pokazuju da su u uzorku prisutna zrna zoniranih plagioklasa, s različitim udjelima Na_2O i CaO na rubovima i u jezgri zrna. Prisutni su i normalno zonirani plagioklasi s jezgrom bogatijom CaO komponentom dok se prema rubovima povećava koncentracija Na_2O, ali i inverzno zonirani plagioklasi s obrnutom distribucijom zona bogatih CaO i Na_2O. Ovakav tip zoniranja u plagioklasima ukazuje da se sastav magme iz koje su kristalizirali feldspati sada prisutni u piroklastičnom materijalu u okolici Sinja s vremenom mijenjala. U uobičajenim okolnostima, iz magme, sukladno Bowenovom redu kristalizacije najprije kristaliziraju plagioklasi bogatiji Ca-komponentom, a promjenom sastava taljevine plagioklasi bogatiji Na-komponentom. Obzirom da su u kristalovitroklastičnom tufu Sinj-9 analizirani kristaloklasti zonalnih plagioklasa s normalnom ali ireversnom zonacijom, moguće je da je u magmatsku komoru koja je producirala ovaj piroklastični materijal konstantno pristizala nova, primitivnija taljevina bogatija Ca-komponentom koja je bila okidač za nove vulkanske erupcije. Stoga se magmatske komore smatraju otvorenim, komunikativnim sustavima s povremenim dovodom nove magmatske taljevine i konstantnom frakcionacijom (O'Hara & Mathews, 1981). Dolaskom nove taljevine, opetovano bi se zadovoljavali uvjeti za kristalizaciju plagioklasa bogatijih anotrtitnom komponentom. Konstantan donos nove magmatske taljevine u komoru sugerira i dugotrajnu vulkansku aktivnost.

Tablica 9. Rezultati analiza feldspata u uzorcima JD-2a, DP-BAZ 3 i DP-IGB.

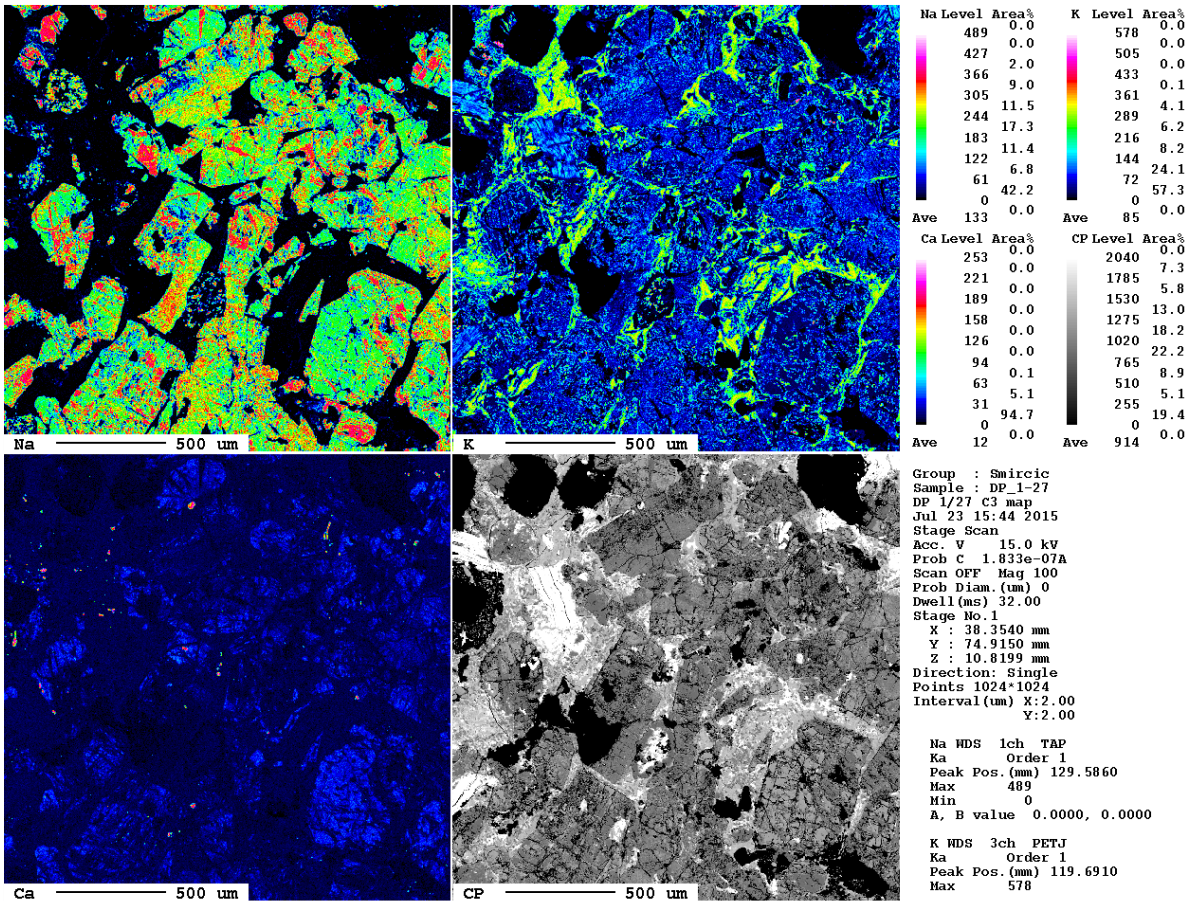
Lokacija	Jovanović Draga i Donje Pazarište													
uzorak	JD 2A			DP bazalt				DP IGB						
determinacija	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s karbonatnim klastima			jastučasti olivinski bazalt				ignimbrit						
Analiza	C2 p5	C2 p6		C6a p20	C6a p21	C6a p23		C2b2 p1	C2b2 p2	C2b2 p3	CA p1	CA p2	CA p4	C4 p1
mjesto	feld u matrksu, jezgra	feld u matrksu, rub		mineralno zrno u magmatskoj osnovi	mineralno zrno u magmatskoj osnovi	mineralno zrno u magmatskoj osnovi		kristaloklast, rub	kristaloklast, jezgra	sitni kristaloklast	kristaloklast, jezgra	mineralno zrno u matriksu	mineralno zrno u matriksu	sitni kristaloklast
SiO_2	62,38	65,21		68,58	67,63	68,11		68,04	68,27	64,13	68,42	68,87	68,30	69,49
TiO_2	0,01	0,00		0,06	0,00	0,01		0,02	0,03	0,00	0,03	0,03	0,02	0,02
Al_2O_3	18,26	18,15		20,12	20,56	20,48		19,99	20,09	18,07	20,43	20,54	19,96	19,72
Cr_2O_3	0,00	0,00		0,00	0,00	0,02		0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
FeO	0,14	0,15		0,21	0,33	0,04		0,07	0,00	0,07	0,06	0,17	0,39	0,07
MnO	0,03	0,00		0,03	0,00	0,00		0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00
MgO	0,00	0,00		0,01	0,05	0,01		0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,13	0,00
CaO	0,06	0,01		0,26	0,86	0,53		0,34	0,38	0,00	0,53	0,21	0,20	0,10
Na_2O	0,13	0,21		11,07	10,69	11,14		11,04	11,21	0,42	11,11	10,77	10,80	11,53
K_2O	14,38	16,87		0,04	0,32	0,06		0,06	0,06	16,79	0,08	0,18	0,51	0,04
Σ	95,39	100,60		100,37	100,44	100,40		99,57	100,06	99,51	100,66	100,78	100,30	100,97
Si	3,003	3,004		2,981	2,949	2,963		2,981	2,977	2,993	2,967	2,978	2,979	3,001
Ti	0,001	0,000		0,002	0,000	0,000		0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	1,026	0,986		1,030	1,056	1,050		1,032	1,033	0,994	1,044	1,047	1,026	1,004
Cr	0,000	0,000		0,000	0,000	0,001		0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe3	0,000	0,006		0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2	0,005	0,000		0,008	0,012	0,001		0,003	0,000	0,000	0,002	0,006	0,014	0,003
Mn	0,001	0,000		0,001	0,000	0,000		0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000		0,001	0,003	0,001		0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,008	0,000
Ca	0,003	0,001		0,012	0,040	0,025		0,016	0,018	0,000	0,025	0,010	0,009	0,005
Na	0,012	0,019		0,933	0,904	0,939		0,938	0,948	0,038	0,934	0,902	0,913	0,966
K	0,877	0,992		0,002	0,018	0,003		0,003	0,004	0,999	0,004	0,010	0,028	0,002
OH	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
*H2O	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Summe	4,928	5,006		4,969	4,983	4,983		4,973	4,981	5,028	4,978	4,955	4,979	4,980
Feld (An)	0,390	0,060		2,260	7,210	4,530		2,990	3,260	0,000	4,520	1,860	1,690	0,840
Sumox	8,000	8,000		8,000	8,000	8,000		8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000

Tablica 10. Rezultati analiza feldspata. Uzorak Sinj 9, Zelovo, Facijes sineruptivno pretaloženih tufova, kristalovitrični tuf.

Lokalitet	Zelovo													
uzorak	Sinj 9													
determinacija	kristalovitroklastični tuf													
Analiza	C1 p1	C1 p2	C1 p3	C1 p4	C1 p6	C2 p1	C2 p2	C2 p3	C4 p1	C4 p2	C4 p3	C4 p4	C4 p5	C4 p6
mjesto	rub zrna	jezgra zrna	jezgra zonalnog zrna	rub zonalnog zrna	plag u matriksu	plag jezgra	plag rub jezgre	plag rub zonalnog zrna	plag jezgra zonalnog zrna	plag rub jezgre	jezgra zrna	rub zrna	jezgra zrna	plag u matriksu
SiO_2	57,83	60,68	69,00	58,39	68,78	56,97	58,37	69,27	69,02	69,17	58,82	68,84	58,27	69,42
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,02	0,04	0,00	0,00	0,03	0,09
Al_2O_3	26,36	25,02	20,49	26,16	19,94	27,13	26,31	20,20	20,60	20,73	25,59	20,40	26,57	20,38
Cr_2O_3	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,03
FeO	0,27	0,20	0,01	0,32	0,03	0,30	0,22	0,02	0,03	0,05	0,26	0,05	0,35	0,03
MnO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
MgO	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,04	0,02
CaO	8,81	6,98	0,05	8,35	0,08	9,77	8,60	0,03	0,08	0,07	8,37	0,01	9,04	0,04
Na_2O	6,12	7,07	11,14	6,50	11,47	5,81	6,42	10,89	11,20	11,24	6,42	10,94	6,22	11,22
K_2O	0,37	0,56	0,08	0,43	0,02	0,32	0,34	0,20	0,11	0,18	0,42	0,13	0,37	0,20
suma	99,79	100,54	100,78	100,16	100,32	100,37	100,31	100,60	101,06	101,51	99,91	100,38	100,88	101,43
Si	2,597	2,690	2,981	2,612	2,990	2,553	2,606	2,996	2,976	2,972	2,635	2,985	2,592	2,984
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,003
Al	1,395	1,307	1,043	1,379	1,021	1,432	1,384	1,029	1,047	1,050	1,351	1,043	1,393	1,032
Cr	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2	0,010	0,007	0,000	0,012	0,001	0,011	0,008	0,001	0,001	0,002	0,010	0,002	0,013	0,001
Mn	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001
Ca	0,424	0,332	0,002	0,400	0,004	0,469	0,411	0,001	0,004	0,003	0,402	0,000	0,431	0,002
Na	0,533	0,607	0,933	0,563	0,967	0,505	0,556	0,913	0,936	0,937	0,558	0,919	0,536	0,935
K	0,021	0,032	0,004	0,025	0,001	0,018	0,019	0,011	0,006	0,010	0,024	0,007	0,021	0,011
OH	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Summe	4,982	4,977	4,965	4,992	4,984	4,991	4,988	4,951	4,971	4,975	4,981	4,957	4,989	4,970
Feld (An)	57,5	47,77	30,44	54,68	60,69	61,48	55,99	0,27	0,7	0,6	55,06	0,9	57,83	0,34
Sumox	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000

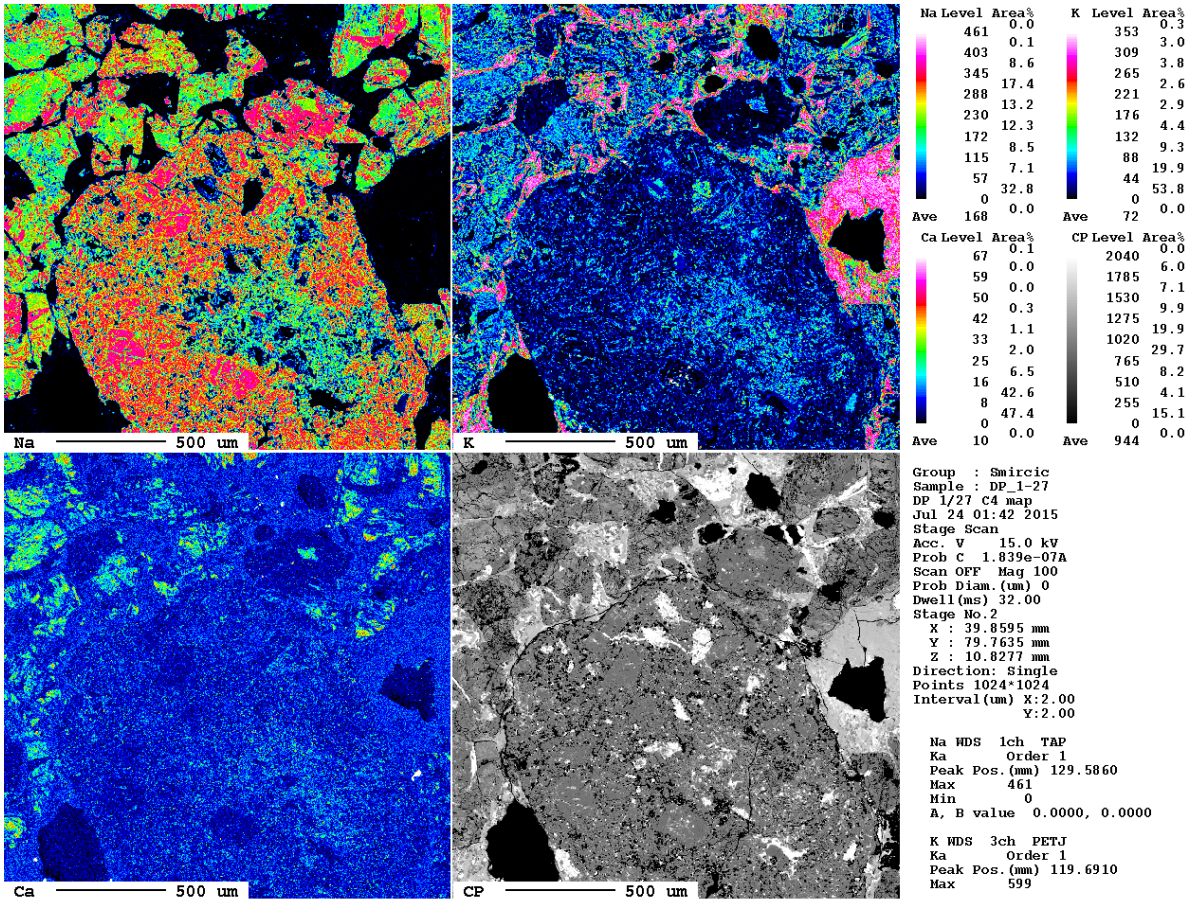
5.7.3.2. Kemijsko mapiranje uzoraka

U uzorku sineruptivno pretaloženog kristaloklastičnog tufa **DP-1/27** načinjeno je mapiranje elemenata na 2 područja koja su sadržavala vidljive mineralne faze u uzorku prilikom petrografske analize i EDX analize. Feldspati su pokazali povećanu koncentraciju Na, i niske vrijednosti Ca i K (slika 45). Navedeno ukazuje na to da feldspati pripadaju kiselim plagioklasima, albitima. Biotit iz ovog područja sadrži varijablini sadržaj K, Mg i Fe.



Slika 45. Elementarne mape za Na, K, Ca, i slika povretnih elektrona (CP), za istraživano područje A u uzorku DP-1/27. Kristaloklasti plagioklasa su obogaćeni s Na, a vezivni materijal sineruptivno pretaloženog kristaloklastičnog tufa bogat je s K.

Litični fragmenti prisutni u uzorku, u području C4, sastavljeni su od kvarca i albita, s albitnim fenokristalima. Oko zrna plagioklasa, biotita i litičnih fragmenata, u vezivu, nalaze se zone intenzivnog povećanja K, i neznatnog povećanja Mg. Osim toga, u litoklastima su identificirani i minerali titanita i apatita veličine od 2 do 10 µm (slika 46).



Slika 46. Elementarna mapa istraživanog područja C4 u uzorku DP-1/27. Na ovom području nalazi se litoklast s albitnim fenokristalima.

Utvrđena je i prisutnost cirkona i ilmenita koji se nalaze u vezivu stijene. Analize provedene na fragmentima plovučca ukazale su na alteraciju u klorit. Zabilježen je magnetit s 96,3 mas. % FeO sadržaja. Šupljine unutar plovučca ispunjene su agregatima kvarca i mineralima glina submikroskopskih dimenzija. U tim dijelovima utvrđeno je i povećanje sadržaja Th, što bi moglo upućivati na prisutnost submikroskopskih zrna cirkona ili glina. Osim toga u sklopu fragmenata plovučca identificiran je i apatit.

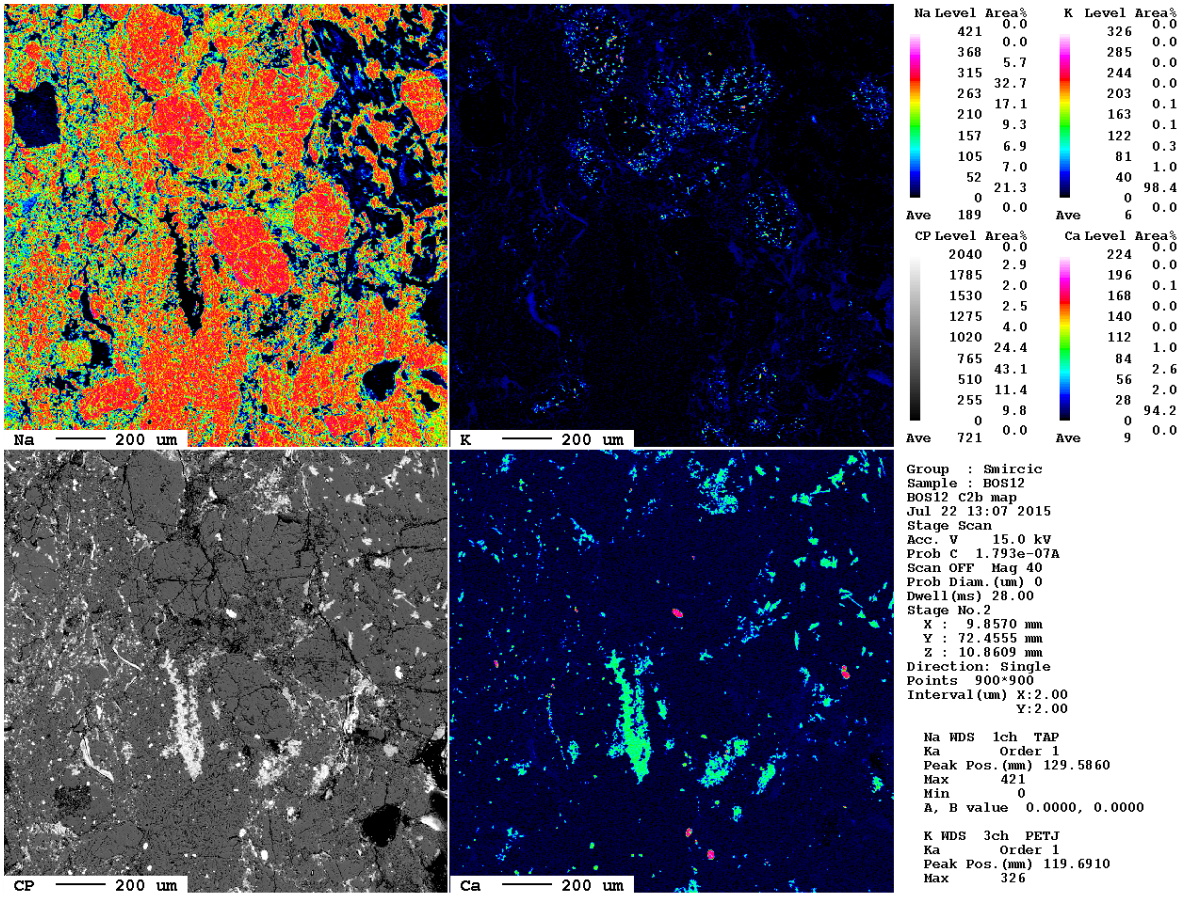
U vezivu **dacitnog ignimbrita DP IGB** nije bilo moguće razlikovati minerale, ali je ono također analizirano. Pri analizama veziva upotrebljen je široki snop elektrona, promjera 15 do 20 µm, kako bi se zahvatilo veće područje. Niti u jednoj analizi ukupna suma oksida elemenata nije bila veća od 97%. Sadrži Si, Al, K, Fe, Mg u udjelima preko 1%. Razlike su značajne u sadržaju Al_2O_3, FeO, te nešto manje za sadržaj K_2O, MgO i SiO_2. Sastav veziva je analiziran na dva mjesta međusobno udaljena oko 90 µm, a prikazan je slijedećom tablicom 11.

Tablica 11. Kemijski sastav veziva u staljenom dacitnom ignimbritu mjeren EDX analizom, DP IGB, Donje Pazarište

uzorak	DP IGB	DP IGB
analiza	CA p5	CA p6
SiO_2	52,44	54,80
TiO_2	0,11	0,24
Al_2O_3	23,89	19,82
Cr_2O_3	0,00	0,00
FeO	5,82	9,20
MnO	0,04	0,17
MgO	3,07	2,78
CaO	0,17	0,23
Na_2O	0,05	0,50
K_2O	10,43	9,17
suma	96,02	96,46

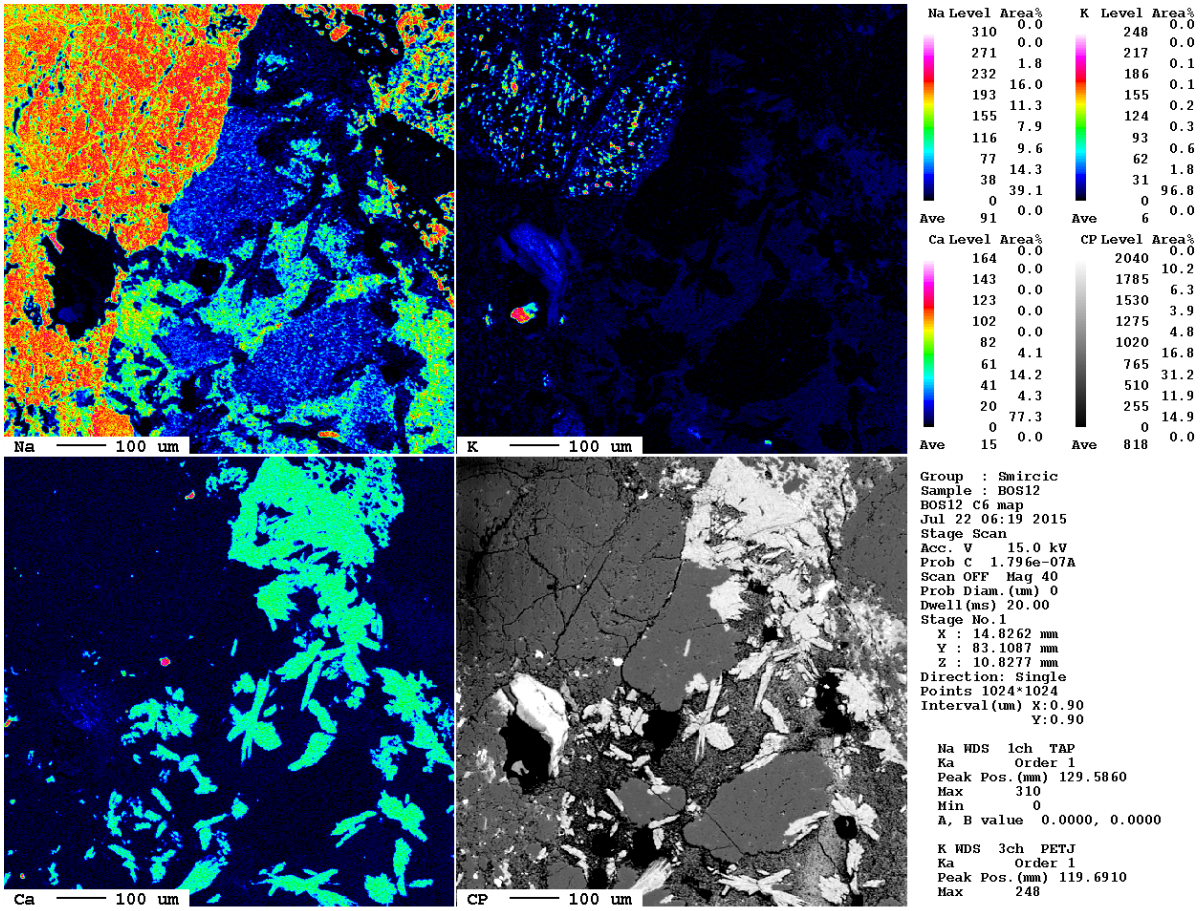
Sadržaj SiO_2 u vezivu varira između 52,44 i 54,80 mas. %, a TiO_2 između 0,11 i 0,24 mas. %. Značajna je količina prisutnog Al_2O_3 s vrijednostima između 19,82 i 3,89 mas. %. Količina prisutnog FeO dosta je varijabilna (5,82 do 9,20 mas. %), dok je količina MgO dosta niža i varira u užim granicama, od 2,78 do 3,07 mas. %. Količina CaO je gotovo zanemariva u vezivu (0,17 do 0,23 mas. %), kao i količina Na_2O (0,05 mas. %). Ali je zato sadržaj K_2O u ovom uzorku vrlo zamjetan i varira od 9,17 do 10,43 mas. %.

U uzorku **ignimbrita BG-12** Bosanskog Grahova mapirana su dva područja (C2b i C6) u kojima su se nalazili plagioklasi, biotit, i matriks, ali i mineralna faza koja nije mogla biti identificirana niti mikropetrografski niti EDX analizom. Radi se o štapićastim i lepezastim mineralima dimenzija 50 do 100 μm. Mapiranje je otkrilo da su plagioklasi u uzorku obogaćeni s Na, dok je sadržaj Ca i K jako nizak. Ca pokazuje povećanje u matriksu, u ranije spomenutim lepezastim mineralima i u zrnima apatita (slika 47).



Slika 47. Prikaz mapiranog područja C2b u uzorku BG-12. Kristaloklasti su bogati Na komponentom. Na slici koja prikazuje mapiranje Ca vidi se obogaćenje u sitnim mineralnim fazama pumpeleita.

Fe sadržaj je viši u matriksu između klasta, i neznatno u lepezastim mineralima, kao i u biotitu, dok je Mg značajno povećan u vezivu između klasta i u biotitu. K pokazuje točkasta nepravilno raspoređena obogaćenja u mineralima s velikim povećanjem Na, odnosno u albitima (slika 48). Matriks je karakteriziran visokim sadržajima Si i Na, i sastoji se od mikrokristalastog albita i kvarca.



Slika 48. Mapirano područje C6 s lepezastim mineralima, u uzorku ignimbrita BG-12. Lepezasti minerali pumpeleita.

6. DISKUSIJA

Poglavlje diskusija podijeljeno je u tri podpoglavlja. Prvo podpoglavlje odnosi se na raspravu petrološko-sedimentoloških rezultata i njihovu interpretaciju. Podpoglavlje interpretacije uvjeta i okoliša taloženja prikazati će karakteristike vulkanoklastičnih naslaga i snjima asociranih sedimentnih ili magmatskih stijena. Usporediti će se karakteristični sedimentni slijedovi iz ostalih dijelova zapadnog Tetisa. Biostratigrafska rasprava odnosi se na korelaciju vulkanoklastičnih naslaga srednjega trijasa u Vanjskim Dinaridma. Na poslijetku će se kroz prikaz i interpretaciju različitih klasifikacijskih, diskriminacijskih dijagrama i dijagrama koncentracija elemenata u tragovima i elemenata rijetkih zemalja uspoređenih s određenim standardom biti prikazana rasprava geokemijskih rezultata.

6.1. INTERPRETACIJA UVJETA I OKOLIŠA TALOŽENJA

Velik broj različitih varijeteta vulkanoklastičnih naslaga produkt je kompleksne vulkanske aktivnosti u vrijeme srednjeg trijasa u području Vanjskih Dinarida. Razvoj ovog prostora nije bio jednolik i tektonikom su stvoreni različiti dubokomorski i plitkomorski prostori. Korelacija vulkanoklastičnih facijesa temeljena na litostratigrafskim kriterijima nije jednostavna. Na istraživanim lokalitetima definirani su facijesi nastali različitim procesima i posljedično obilježeni različitim genetskim karakteristikama.

6.1.1. PODRUČJE OKOLICE DONJEG PAZARIŠTA

Obzirom na blizinu lokaliteta Donje Pazarište i Jovanović Draga možemo ih promatrati kao jedinstveno vulkanoklastično područje. Vrlo vjerojatno je centar vulkanske aktivnosti bio na mjestu gdje su danas smješteni bazalti i hijaloklastiti profila Jovanović Draga. Tijekom čitavog perioda taloženja naslaga zabilježenih u profilima Donje Pazarište 1, 2 i 3 i Jovanović Draga bila je prisutna intenzivna tektonska aktivnost. Obzirom na nemogućnost biostratigrafskog datiranja Facijesa hijaloklastita (FH) i s njim asociranog Koherentnog Facijesa (KF), ova dva slijeda trenutno nije moguće postaviti u stratigrafski odnos, ali dijele neke zajedničke karakteristike. Oba slijeda naslaga (Donje Pazarište i Jovanović Draga) taloženi su u dubljem marinskom, pelagičkom prostoru. Taloženje se može objasniti postojanjem tzv. „off-rift“ modela (Bosworth, 1987; Elis & King, 1991; Maccaferri et al. 2014), koji podrazumijeva bazaltne izljeve u marinskim prosotrima popraćene piroklastičnom aktivnošću slabijeg intenziteta, dok su intenzivnije piroklastične erupcije vulkana asociranih s riftom producirale piroklastični materijal i na kopnu. Vulkani su mogli biti smješteni i nekoliko desetaka kilometara dalje od riftne zone s izljevima bazalta. Ovakve se situacije događaju

najčešće u područjima kontinentalnih riftova (Bosworth, 1987; Ellis & King, 1991; Maccaferri et al., 2014). Piroklastični materijal na oba lokaliteta ukazuje na freatomagmatske erupcije, a geokemijske karakteristike (distribucija REE i geotektonski dijagrami) ukazuju na petrogenetski isti izvor magme koja je producirala sav vulkanski i vulkanoklastični materijal.

U Facijesu pločastih vapnenaca s piroklastitima (FPV) te u Facijesu slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka (FSV) profila Donje Pazarište piroklastični materijal ima obilježja kopnenih erupcija i taloženja materijala padom iz zraka. Karakteristike piroklastičnog materijala u ovim facijesima ukazuju na freatomagmatski karakter erupcija. Freatomagmatske erupcije mogle su biti potaknute blizinom marinskog okoliša, i prodorom morske vode kroz raspucale stijene do magatskog ognjišta. To bi značilo da je vulkanski otvor iz kojeg je produciran piroklastični materijal bio smješten uz morsku obalu, ili u plitkoj morskoj sredini. Klasti vapnenca koji se nalaze u hijaloklastičnim naslagama Facijesa hijaloklastita (FH) u slijedu Jovanović Draga imaju ista obilježja kao i vapnenci iz Facijesa pločastih vapnenaca s piroklastitima (FPV) ili Facijesa slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka (FSV) iz slijeda Donje Pazarište 1, 2 i 3. Vjerojatno su u Facijes hijaloklastita (FH) bili uklopljeni prilikom pretaloživanja bazaltnih klasta nastalih fragmentacijom uslijed hlađenja i izljeva bazaltne magme na morsko dno, gdje su nastajali i bili fragmentirani tijekom erupcije bazaltne lave. Dio vapnenačkih klasta (plitkomorskih vapnenaca) prisutan u Facijesu hijaloklastita (FH) erodiran je s izdignutih blokova, što je bio slučaj u Facijesu vapnenačkih breča (FVB) u profilu Donje Pazarište 2. Obzirom na gornjoanizičku stratigrafsku pripadnost slijeda Donje Pazarište (određenu kao ilirij), pretpostavlja se jako bliska starost i naslaga s lokaliteta Jovanović Draga. Obzirom da je uobičajen razvoj magmatizma iz bazičnih prema kiselijim magmama kroz vremenski odmak, može se samo pretpostaviti da je lokalitet Jovanović Draga (bazični) nešto stariji od lokaliteta Donje Pazarište (neutralni, pa kiseli). Svakako je cijelo područje bilo utjecano izdizanjem i spuštanjem tektonskih blokova, a sve je povezano s magmatskom aktivnošću čije dokaze imamo u vulkanskim i vulkanoklastičnim stijenama.

Nedaleko od ovog područja istraživanja, 15-ak km jugoistočno, ignimbritne naslage Facijesa piroklastičnog toka (FPT) podno brda Vinac imaju iste geokemijske karakteristike kao i naslage istog facijesa na lokalitetu Donje Pazarište. Stratigrafska korelacija nije sa sigurnošću utvrđena, ali mikropetrografska, geokemijska, genetska obilježja i kontakti s okolnim ladiničkim diplopornim vapnencima daju mogućnost korelacije naslaga piroklastičnog toka na ova dva istraživana lokaliteta. Plitkomorski karbonati i karbonatne emerzijske breče u kontaktima Facijesa piroklastičnog toka (FPT) svjedoče o mogućnosti smještanja ovog facijesa

u subaerski okoliš na tektonski izronjenom blokovima koji su bili obilježeni karbonatnim taloženjem i emerzijama.

6.1.2. BOSANSKO GRAHOVO

Snimljeni slijed naslaga na lokaciji sastoji se od vulkanoklastičnih naslaga. Početak slijeda obilježen Facijesom vapnenačkih peperita (FVP) označava pelagičku karbonatnu sedimentaciju utjecanu vulkanskim efuzijama i povremenim eksplozivnim erupcijama. Karbonatni sediment u još nelitificiranom i vodom zasićenom stanju miješao se s produktima vulkanskih efuzija. Velik dio tankoljušturastih školjkaša u karbonatnom materijalu je orijentiran u smjeru tečenja. Miješanje vulkanskog stakla i nelitificiranog, vodom zasićenog sedimenta dovelo je do formiranja oblih, eliptičnih formi karbonatnog taloga. U naslagama ovog facijesa pronađeni su i fosili kopnenih biljaka, *Voltzia* (usmena komunikacija Tea Kolar-Jurkovšek). Pronalazak fosila kopnenih biljaka ukazuje na taloženje u marinskom prostoru u blizini kopna s kojeg su mogli dospjeti takvi fosilni ostaci.

Unutar Facijesa vapnenačkih peperita (FVP) pojavljuju se i proslojci piroklastičnog materijala, a najupečatiljiviji je koso i horizontalno laminirani sloj debljine 20 cm (uzorak Bosna 6). Ovaj litotip nastao je pretaloživanjem eruptiranog, piroklastičnog materijala. Sastav ukazuje da je eruptirani materijal nastao iz kisele magme, obzirom na dominantni sadržaj kristaloklasta albita. Obzirom na forme kristaloklasta i njihovu fragmentiranost i stanovitu količinu litoklasta vulkanskih stijena može se zaključiti da je materijal prošao kroz procese pretaloživanja. Vjerojatni izvor ovog materijala je tuf dacitnog sastava koji je prvotno bio istaložen bliže aktivnom vulkanskom otvoru. Eksplozivnom erupcijom u dubljem morskom okolišu piroklastični materijal ne transportira se na velike udaljenosti, te nedugo nakon primarnog taloženja padom materijala kroz vodeni stupac podliježe prataloživanju gravitacijskim tokovima. Obzirom na izgled albita bez značajnih alteracija, i relativno nezaobljene kristloklaste, pretpostavlja se da je do pretaloživanja došlo relativno brzo nakon primarnog smještanja, i da transport nije bio dug. Litoklasti sedimentnih stijena u sastavu, jednako kao i efuzivnih, bili su uklopljeni tijekom transporta preko postojećih naslaga. Nakon taloženja iz morske vode je izlučen kalcitni cement.

Facijes piroklastičnog toka (FPT), odnosno litotip ignimbrita, predstavlja piroklastični izljev iz reljefno neistaknute kaldere i označava početak intenzivne vulkanske aktivnosti na istraživanom lokalitetu. Karakteristike visokotemperaturene devitrifikacije ukazuju na to da je ignimbritni tok bio u kontaktu s vrućim magmatskim tijelom, odakle je generirana toplina potrebna za održavanje visoke temperature piroklastičnog toka u marinskoj sredini (Howells et

al, 1986, 1991, Busby-Spera 1984, 1986; Kokelaar & Busby 1992). Odredba pumpeleita kao mineralne faze nastale u niskom stupnju metamorfoze ide u prilog visokoj temperaturi, odnosno grijanju ovih naslaga.

Iz istog magmatskog izvora generirane su i stijene Facijesa hijaloklatita (FH). Hijaloklastiti su nastali fragmentacijom uslijed hlađenja magmatskih izljeva u kontaktu s hladnom vodom i proksimalnijeg ili distalnijeg pretaloživanja nastalih klasta. Prijelaz iz pretaloženih hijaloklastita bazaltno-andezitnog sastava, u hijaloklastite bazaltnog sastava svjedoči o promjeni sastava magme, odnosno donosu primitivnije magme u magmatsku komoru. Teksturne razlike, odnosno odnosi klasta i veziva, kao i oblik klasta svjedoči u približavanju primarnom magmatskom izvoru, a potom i o udaljavanju od istog izvora. Litotip *in situ* bazaltnih hijaloklastita podrazumijeva položaj najbliže primarnom magmatskom izljevu. Hijaloklastiti sa sitnijim klastima i matriksnom potporom pretaloživani su distalnije od primarnog magmatskog izljeva. Postupni prijelazi unutar Facijesa hijaloklastita (FH) govori o miješanju magmatskog materijala nastalog konstantnim izljevima magme.

Udaljavanjem od izvora količina magmatskih klasta se smanjuje te ih zamjenjuju klasti sedimentnog sastava. Sedimentni klasti odgovaraju pelagičkim karbonatima ili potpuno silicificiranim klastima. Velika količina karbonatnih klasta vjerojatno je derivirana tijekom eksplozivnih i efuzivnih erupcija magme u taložni okoliš ranije obilježen pelagičkim karbonatima kao i na početku snimljenog slijeda u Facijesu vapnenačkih peperita (FVP).

Promatrani sedimentni slijed ima karakter izmjene vertikalnih i bočnih vulkanoklastičnih facijesa. Uobičajeni slijed pri magmatskim efuzijama se sastoji od peperita, *in situ* hijaloklastita i pretaloženih hijaloklastita (Cas & Wright, 1987; McPhie et al., 1993; Sigurdsson, 2007). Sličan slijed može se promatrati i na lokalitetu Bosansko Grahovo, uz povremene piroklastične intervale koji označavaju eksplozivne submarinske erupcije, vjerojatno potaknute većim donosom volatila u magmatsku komoru.

6.1.3. LOKALITETI U OKOLICI ZELOVA

Profil srednjetrijaskih vulkanoklastita na Svilaji (okolica Zelova) već je istraživan i opisan u radovima Šćavničar et al. (1984), Belak (2000), Marjanac (2000), Jelaska et al. (2003), Balini et al. (2006), Goričan et al. (2015) i Halamski et al. (2015). Srednji trijas na ovom području dokumentiran je „Otarničkim brečama“ dolomitnog sastava za koje Šćavničar et al. (1984) tvrde da su nastale intraformacijski i da su taložene nedaleko od mjesta postanka. Materijal breča je vjerojatno nastao izdizanjem blokova ranije obilježenih karbonatnom sedimentacijom i njihovim fragmentiranjem. Uz pukotine nastale rasjedanjem mogle su se

kretati magmatske taljevine. Šćavničar et al. (1984) navode postojanje dvije efuzije bazalta na području Svilaje, a uz svaku se povezuje i taloženje piroklastičnih naslaga. Isti autori prezentiraju detaljnu geološku kartu koja prikazuje približno jednak položaj pružanja svih srednjetrijaskih naslaga. Ovakvi odnosi mogli bi ići u prilog izljevima magamatskih stijena duž rasjednih pukotina.

Bazalti i tufovi anizičke starosti nisu istraživani u sklopu ovoga rada jer izdanci takvih naslaga nisu uočeni terenskim istraživanjima. No, Šćavničar et al. (1984) svjedoče o bazaltnom sastavu efuzivnih stijena i litoklastičnih tufova anizika. Prema prikazanim mikropetrografskim fotografijama iz istoga rada moguće je da determinirani litoklastični tufovi predstavljaju bazaltne hijaloklastične naslage.

Istraživane vulkanoklastične naslage ladinika prikazene u ovome radu (profil Zelovo 1 i 2) taložene su u pelagičkom okolišu koji je bio smješten u blizini kopna. Taloženje pelagičkih vapnenaca u energetski mirnom okolišu prekidano je donosom piroklastičnog materijala putem turbiditnih tokova. U naslagama se nalaze fosili plitkomorskih organizama, ali i kopnene biljke, što ukazuje na trajanje tektonske aktivnosti tijekom taloženja ovih naslaga i donosa materijala s obližnjeg kopna. Plitkomorske okoliše definirali su Halamski et al. (2015) kao okoliše algalnih livada na kojima su egzistirali i brahiopodi. Velika količina fosilnog sadržaja u litoklastičnim vapnencima koji je predstavljen zelenim algama, *Diplopora annulata* (Schafhäutl) i *Teutloporella herculea* (Stopani) Pia (Grgasović et al., 2007), foraminiferama, gastropodima, školjkama, brahiopodima svjedoče o postojanju plitkomorskih prostora u blizini taložnog bazena. Piroklastiti imaju odlike freatomagmatskih erupcija, što bi moglo označavati smještanje vulkanskog otvora u pliću marinsku sredinu, ili u neposrednu blizinu obale. Bazenski prostor u kojem je taložen piroklastični materijal zajedno s karbonatima određen je kao zatvoreni marisnki okoliš ograničene marinske komunikacije (Goričan et al., 2015). Obzirom na relativno mali bazenski prostor piroklastični materijal je taložen u blizini morske padine. Taložni prostor interpretirao je Belak (2000) kao *simple graben*, odnosno intra-šelfnu depresiju.

Geokemijske analize piroklastičnog materijala (kristaloklasta plagioklasa) pokazale su da u uzorcima postoje normalno i inverzno zonirani plagioklasi. Zrna čiji su rubovi bogatiji Na komponentom su normalno zonirana i ukazuju na pad koncentracije Ca u magmatskoj komori u kojoj su kristalizirali plagioklasi, dok zrna s rubovima bogatijim Ca komponentom ukazuju na donos nove, primitivnije i Ca bogatije magme u magmatsku komoru te ponovni rast kristala plagioklasa iz nove primitivnije taljevine. Ova činjenica govori o konstantnoj vulkanskoj aktivnosti na istraživanom području. Vulkan koji je dao ovakav materijal bio je aktivan kroz čitavo vrijeme taloženja istraživanih vulkanoklastičnih naslaga.

Piroklastični materijal u litotipu konsolidiranih kristalovitroklastičnih tufova dokaz je periodičnih erupcija, a nastali su sineruptivnim pretaloživanjem piroklastičnog materijala, dok su blijedo zeleni nekonsodilirani i glinom bogati alterirani tufovi nastajali u periodima zatišja vulkanske aktivnosti, kada se sitni eruptirani materijal miješao s materijalom deriviranim s kopna i slijegao iz suspenzije. Slojevi vapnenaca u slijedu nastajali su u vremenu potpunog mirovanja vulkanske aktivnosti i oporavka karbonatne sedimentacije. Dominantno karbonatna sedimentacija uspostaljvena je već početkom langobardija (gornjeg ladinika).

6.1.4. PLAVNO

Taloženje naslaga na lokalitetu Plavno događalo se u pelagičkim uvjetima utjecanim piroklastičnim i terigenim donosom materijala. Pelagički vapnenci nastajali su u periodima mirovanja vulkanskih erupcija i tektonskih pokreta, te su se fosilni ostaci tankoljušturastih školjkaša i radiolarija slijegali iz suspenzije zajedno s mikritnim muljem. Vulkanogene naslage (pješčenjaci) taložene su u periodima intenzivnijeg trošenja magmatskih stijena u zaleđu, odakle je materijal erodiran vjerojatno uslijed tektonskog izdizanja i transportiran u pelagički marinski okoliš. Facijes pretaloženih tufova (FPT) bogatih klastima ohlađene lave i litoklasti bazalta u Facijesu vulkanogenih pješčenjaka (FVpš) ukazuju na postojanje bazičnih efuzija i eksplozivnih erupcija u okolici. Eksplozivne erupcije su obzirom na sastav klasta interpretirane kao erupcije strombolijskog ili havajskog tipa. Ovakve erupcije mogle su se događati i u morskom okolišu, odakle je materijal vjerojatno nedaleko pretaloživan u pelagički okoliš, te je tijekom pretaloživanja došlo do separacije litoklastičnih i vitroklastičnih tufova. Silicifikacija vapnenaca i Fe bogati kalcit i dolomit svjedok su blizine taložnog okoliša i eksplozivnih erupcija koje su producirale piroklastični materijal.

6.1.5. ZAJEDNIČKE KARAKTERISTIKE SREDNJETRIJASKIH TALOŽNIH OKOLIŠA VULKANOKLASTIČNIH NASLAGA VANJSKIH DINARIDA

Zajedničko obilježje svih istraživanih slijedova naslaga je taloženje naslaga u relativno dubokom marinskom okolišu u kojem su neposredno prije, ali i tijekom vulkanoklastičnih naslaga, taloženi vapnenci s radiolarijama i tankoljušturastim školjkašima, a pojavljuju se i kao proslojci među vulkanoklastičnim naslagama.

Na sjeveru Vanjskih Dinarida (u Lici) ustanovljena je konstantna tektonska aktivnost koja dovodi do naglih promjena batimetrije taložnog bazena. Taloženje naslaga putem gravitacijskih tokova (turbiditnih ili detritnih) uočeno je na svim istraživanim lokaltitetima. Svaki od lokaliteta bio je omeđen padinom niz koju se raspoloživi materijal transpotirao u

dublje marinske prostore. Facijes fliša (FF) (Donje Pazarište) i Facijes vulknogenih pješčenjaka (FVpš) (Plavno) ukazuju na egzistiranje magmatskih stijena koje su bile izložene subaerskim uvjetima i trošene te transportirane u taložni okoliš.

Facijes pločastih vapnenaca s piroklastitima (FPV) i Facijes slampiranih vapnenaca, rožnjaka i piroklastita (FSV) (Donje Pazarište), Facijes vapnenačkih peperita (FVP) (Bosansko Grahovo), Facijes silicificiranih karbonata (FSK) (Zelovo) i Facijes silicificiranih vapnanaca (FSV) (Plavno) sadrže fosile karakteristične za pelagičke marinske okoliše (radiolarije i tankoljušturaste školjkaše). Determinirani karbonatni facijesi na svim lokalitetima utjecani su piroklastičnom aktivnošću i donosom matrijala nastalog eksplozivnim vulkanskim erupcijama. Na lokalitetima Donje Pazarište i Zelovo uočeni su i litoklastični vapnenci koji su nastali kao produkt pretaloživanja vapnenačkih klasta, primarno nastalih u plitkim marinskim okolišima.

Tipovi vulkanskih erupcija na području oko Donjeg Pazarišta i Zelova određeni su kao freatomagmatske erupcije, dok je piroklastični materijal na lokalitetima Bosansko Grahovo i Plavno nastao strombolijskim ili havajskim erupcijama. Na lokalitetu Donje Pazarište eksplozvine erupcije događale su se subaerski (na što ukazuju akrecijski lapili), dok su na ostalim lokalitetima vjerojatno vulkanski otvori iz kojih je produciran piroklastični materijal bili smješteni submarinski. Izljevi bazaltne magme zabilježeni su na lokalitetima Jovanović Draga, Bosansko Grahovo i Zelovo. Ovi koherenitni Facijesi (KF) bazaltne magme smješteni su u submarinskim okolišima. Bazaltni izljevi fragmentirani su pri hlađenju u kontaktu s morskom vodom (Jovanović Draga i Bosansko Grahovo) te tvore hijaloklastične naslage, a njihovim pretaloživanjem i miješanjem sa sedimenitnim klastima formiraju litotipove pretaloženih hijaloklastita. Samo na lokalitetu Bosansko Grahovo zabilježeni su dokazi miješanja magmatskog i sedimentnog materijala kao Facijesa vapnenačkih peperita (FVP), dok na ostalim lokalitetima takav facijes izostaje. Razlog tome mogao bi biti smještanje bazaltnih izljeva u već konsolidirane vapnenačke stijene, što je uzrokovalo njihovo fragmentiranje (slučaj na lokalitetu Jovanović Draga), ili njihovo smještanje plitko pod površinu litificiranih stijena što nije uzrokovalo fragmentaciju karobnatnih naslaga već samo njihovu dijagenetsku promjenu (slučaj na lokalitetu Zelovo).

Naslage Facijesa piroklastičnog toka (FPT) na loklitetima u Lici (Donje Pazarište i Vinac) vjerojatno su genetski pripadale istom događaju piroklastičnog toka bogatog plovučcem – ignimbrit. Ove naslage smještene su u subaerske uvjete, budući da pokazuju znakove staljivanja. Osim strukture staljivanja, blizina karbonatnih breča subaerskog porijekla potkrijepljuje ovu teoriju. Smještanje ovog facijsa u subaerske uvjete interpretirano je intezivnom tektonikom na području Like u vrijeme srednjega trijasa, što je dovelo do izdizanja

pojedinih blokova koji su bili ranije obilježeni taloženjem karbonatnih naslaga. Jedina strukturna razlika u izdancima s ova dva lokaliteta je izostanak makroperlitne teksture na lokalitetu Vinac. Obzirom da makroperlitna struktura označava hidraciju piroklastičnih naslaga u kasnoj fazi hlađenja, vjerojatno je ignimbrit iz okolice Donjeg Pazarišta bio smješten bliže morskoj obali. Ove naslage nastale su urušavanjem piroklastičnog stupca, što je generiralo nastanak piroklastičnog toka koji se kretao niz padinu vulkanskog otvora prema hipsometrijski nižim pozicijama. Ovakvi tokovi vjerojatno su generirani freatomagmatskim ili freatoplinijskim erupcijama i prostiru se na veća područja (nekoliko desetaka kilometara) (Francis & Baker, 1978; Wilson, 1985). Isti Facijes piroklastičnog toka (FPT) na lokalitetu Bosansko Grahovo smješten je u subamarinskim uvjetima, a naslage piroklastičnog toka formiraju se potpuno drugačijim mehanizmima. Geneza stijena piroklastičnog toka vjerojatno je povezana s izljevanjem piroklastičnog materijala iz submarinskog vulkanskog otvora. Ovakvi tokovi vezani su za magme niskog udjela volatila i rasprostiru se na manje udaljenosti, do stotine metra udaljene od vulkanskog otvora.

Na području Vanjskih Dinarida u plitkomorskim okolišima taložene su karbonatne naslage bogate diploporama platformih okoliša. Takve platforme su prema kraju ladinika progradirale i prema dubljemarinskim okolišima nakon prestanka intenzivne tektonike i vulkanske aktivnosti.

6.2. RAZVOJ PROSTORA ZAPADNOG TETISA - USPOREDBA SA ŠIRIM TETISKIM PROSTOROM

Nakon stvaranja velikog, jedinstvenog kontinenta Pangee u permu, područje Vanjskih Dinarida nalazilo se na zapadnoj obali Paleotetiskog oceana (Haas et al., 1995; Scotese, 2002; Stampfli i Borel, 2002; Stampfli & Borel, 2003; Csontos & Vörös, 2004; Schmid et al., 2008).

6.2.1. DINARIDI

Prostor Vanjskih Dinarida u vrijeme masovnog izumiranja na granici perma i razdoblje oporavka života tijekom ranoga trijasa predstavljao je tektonski stabilan okoliš epeiričke rampe (Aljinović et al., 2014). Srednjetrijasko razdoblje u Vanjskim Dinaridima obilježeno je značajnom tektonskom i magmatskom aktivnošću. Prelazak iz stabilnog i mirnog područja u tektonski i vulkanski aktivno područje povezan je s dezintegracijom nekadašnjeg superkontinenta Pangee i stvaranjem Tetiskog oceana. Neki autori spominju permske piroklastične naslage u kontaktima s permskim grödenskim pješčenjacima (Hinterlacher-Ravnik, 1965) ili evaporitima (Šćavničar, 1984), što bi se moglo smatrati inicijalnim početkom riftne tektonike povezane s otvaranjem Tetiskog oceana (Pamić & Balen, 2005). Ipak glavna

faza magmatske i vulkanske aktivnosti u Dinaridima događa se u srednjem trijasu. Tektonika je na ovim prostorima prouzrokovala nastanak različitih taložnih okoliša, od kojih je svaki obilježen specifičnim razvojem. Okoliš epeiričke platforme/rampe sjeverozapadnog ruba Gondwane (Vlahović et al., 2005; Aljinović et al., 2014) s početkom ekstenzijske tektonike prelazi u riftni, dubokomorski bazen u kojem se talože različiti tipovi sedimentnih, vulkanskih i vulkanoklastičnih stijena. Ovakvom tektonikom formira se diverzificirani taložni prostor sa spuštenim i izdignutim blokovima nalik *graben*, *halfgraben* ili *simple graben* strukturama (Belak 2000, Celarc et al. 2013). Slične situacije zabilježene su na području Južnih Alapa (Bechstädt et al., 1978; Gianolla et al. 1998), Sjevernih Vapnenačkih Alpa (Krystyn & Lein, 1996; Missoni et al., 2001; Krystyn, 2008; Kovács et al., 2011) i na prostorima današnje Mađarske (Haas & Budai, 1995; Budai & Vörös, 2006). Već u aniziku na pojedinim izronjenim blokovima erodirane su naslage donjeg trijasa. Na izdignutim blokovima zabilježena je emerzija i prekid taloženja, a erodirani materijal taložen je u morskim okolišima i danas ga možemo prepoznati u vidu naslaga tzv. "Otarničkih breča" (Šćavničar et al., 1984; Marjanac 2000, Jelaska et al. 2003). Izronjavanje terena potvrđuju i lokalizirane pojave boksita na području Like (Sokač et al., 1974; Vlahović et al., 2005). Dijelovi koji su ostali plitkomorski obilježeni su taloženjem naslaga algalnih vapnenaca i dolomita (Herak 1974; Grgasović & Sokač 2003; Kovács et al., 2011). Spušteni blokovi koji su se našli u pelagičkim i dubokomorskim okolišima obilježeni su taloženjem rožnjaka i šejlova (Kovács et al., 2011), te „flišolikih" naslaga (Sokač et al., 1976; Dimitrijević, 1997) ili nodularnih vapnenaca s rožnjacima u kojima se nalaze amoniti i pelagički mikrofosili (Sakač, 1992; Balini et al., 2006), a zajedno s njima talože se i različite vulkanoklastične naslage. Na području Slovenije u Vanjskim Dinaridima naslage gornjeg anizika (ilirija) sastoje se od gomoljastih vapnenaca (Idrijeske Krnice, Kolar-Jurkovšek, 1983), zajedno s laporima i sitno do krupno zrnatim klastičnim sedimntima (Hrastenice, Petek, 1998) dok su ladiničke naslage dominantno vulkanske i vulkanoklastične stijene, breča i lapora s makro i mikrofaunom (Oblakov vrh, Kolar-Jurkovšek, 1983, 1990).

Subsidencijom prostora početkom anizika dolazi do stvaranja bazenskog okoliša koji je danas smješten u jugoistočnom dijelu Vanjskih Dinarida, takozvana Budva-Cukali zona (Dimitrijević, 1997). Na sjevernim/sjeverozapadnim padinama takvog jarka taložile su se flišolike naslage koje su fosilnim sadržajem pripisane donjo i srednjoanizičkoj starosti (Dimitrijević, 1997). Gornji anizik obilježen je globalnim porastom morske razine, i potapanjem karbonatnih platformi (Buser, 1989; Petek, 1998; Balini et al., 2006; Buser et al., 2008; Kovács et al., 2010; 2011; Sudar et al., 2013). Time se akomodacijski prostor bazena

povećao na čitavom prostoru zapadne obale Tetisa. Ovaj globalni događaj, u literaturi poznat kao „Reifling događaj“ (Schlager & Schollnberger, 1975), na Alpskim prostorima imao je za posljedicu zaustavljanje rasta karbonatnih platformi.

U gornjem aniziku i ladiniku je vulkanska aktivnost dostigla svoj maksimum, kako u Dinaridima, tako i na čitavom području zapadne obale Tetisa (Mundil et al., 1996), pa su zabilježene pojave magmatskih stijena, vulkanoklastita i sedimentnih stijena koje su zapunjavale ranije stvorene bazene. Uočene su vulkanske stijene u dubljemorskim okolišima, predstavljene bazaltima, andezitima (Lugović & Majer, 1983; Pamić, 1982, 1984; Dimitrijević, 1997; Trubelja et al., 2004) ali južnije i kiselijim efuzivima (keratofirima i kvarc-keratofirima, nastalim kontaminacijom magme pri probijanju kroz kontinentalnu koru (Dimitrijević, 1997). Ovom magmatskom aktivnosšću nastala su i značajna intruzivna tijela u Dinaridima, primjerice Jablanički gabro (Marić, 1976; Pamić, 1984; Pamić, 2000; Trubelja et al., 2004), te danas otoci Vis, Jabuka i Brusnik u Jadranskom moru (Golub & Vragović, 1975). Bazenska sedimentacija na području Dinarida obilježena je različitim facijesima, što ukazuje na različiti razvoj bazena. Takav razvoj ovisi o izvorištu materijala koji je taložen u bazen, blizini kopna, mogućnosti komunikacije s otvorenim morskim prostorom, kao i različitim batimetrijskim karakteristikama (Sokač et al., 1976; Marjanac, 2000, Belak, 2000; Jelaska et al., 2003; Balini et al., 2006; Gawlick, et al., 2012; Sudar et al., 2013; Goričan et al., 2015; Stockar et al., 2013). Sličan razvoj prostora moguće je pratiti na cijelom području zapadne obale Paleotetisa i novonastalog Tetisa.

6.2.2. JUŽNE ALPE

Na području današnjih *Južnih Alpa*, nakon plitkomorske karbonatne Gracilis formacije, bitinijske i pelsonijske starosti, zabilježen je dubokomorski, pelagički razvoj prostora, a početak je označen pojavom disoksičnih naslaga s turbiditima (Kustatscher & Roghi, 2006) već početkom pelsonija, s nastavkom u donji ilirij. U zapadnim Dolomitima donjotrijaske naslage nalaze se u kontaktu s Richthoflen konglomeratima (Brandner & Bechstäld, 1970), stratigrafski ih je moguće korelirati i s Uggovitza brečama (Celarc et al., 2013). Taloženje se nastavlja gornjo ilirijskom i donjo ladiničkom Ambata formacijom nodularnih vapnencima s rožnjacima i laporima, koji fosilno sadrže tankoljušturaste školjkaše i radiolarije (Preto et al., 2009). Bazenski razvoj gornjeg anizika i ladinika predstavljen je nodularnim vapnencima s rožnjacima i vulkanoklastičnim materijalom Buchenstein formacije ili Livinallongo formacije (Brusca et al., 1982, Cros & Houel, 1983; De Zanche et al., 1993), za koje autori tvrde da su u taloženju doprinijeli piroklastični izvori izvan područja današnjih Dolomita. Cros & Houel (1983) smatraju da je piroklastčni materijal u Livinallongo formaciji donesen prvo s jugoistoka, a

potom sa sjeverozapada i zaključuju kako je ključni faktor u distribuciji materijala morfologija morskog dna. Porastom akomodacijskog prostora marinskom transgresijom - „Reifling događaj“ (Schlager & Schnollnberger, 1975) nastajali su anoksični bazenski talozi, crvenih i tamnih vapnenaca s rožnjacima. U ovom bazenskom razvoju u vrijeme ladinika zabilježena je i znatna količina vulkanoklastičnog materijala, zelenih „*pietra verde*“ tufova, vulkanskih breča, magmatskih efuzivnih stijena uglavnom bazičnog karaktera i intruzivnih magmatskih tijela. Ova se magmatska i vulkanoklastična formacija u južnim Alpama naziva Fernazza formacija (Bechstäld et al., 1978; Brandner et al., 2007). Krajem ladinika, vjerojatno uslijed smanjenog intenziteta magmatske aktivnosti, mijenja se i bazenska sedimentacija. U bazenskom prostoru, koji je tada znatno sužen, na njegovim padinama talože se lapori, mikriti i oolitni kalkturbiditi San Cassian formacije (Broglio-Loriga, 1967; Keim & Neri, 2005; Bernardi et al., 2011).

6.2.3. SJEVERNE VAPNENAČKE ALPE

U području *Sjevernih Vapnenačkih Alpi* istovremeno s razvojem Gutenstein formacije u plitkomorskom facijesu, porast razine mora doveo je do taloženja Virgloria formacije na šelfnim prostorima. Virgloria formacija sastoji se od izrazito bioturbiranih lapora i laporovitih vapnenaca (Brandner, 1972; Piller et al., 2004). Nakon toga, sredinom anizika, odnosno u pelsoniju i iliriju, dolazi do novog globalnog porasta morske razine, koji se može korelirati s okolnim područjima pa i razvojem dubokomorskih facijesa opisanih u ovom radu. Ovaj događaj uzrokuje taloženje rožnjakom bogatih vapnenaca dubokomorskog okoliša Reifling formacije, koja prelazi i u nekadašnje plitkomorske okoliše (Lein et al., 2012). Ovakva se bazenska sedimentacija održava kroz cijeli ladinik (Gallet et al., 1998) što je pokazano i istraživanjima u Dinaridima primjerice na lokalitetu Zelovo.

Već početkom prve transgresije u aniziku u najdubljim morskim prostorima nastaju okoliši otvorenog mora s minimalnim utjecajem plitkog mora i donosa terigenog materijala. Ovakva se sedimentacija nastavlja kroz cijeli trijas u najdubljim morskim okolišima, koji su danas pronađeni u južnim i istočnim dijelovima sjevernih vapnenačkih Alpa. Ova se formacija naziva Hallstatt formacijom i stratigrafski se proteže od ladinika do norika (Lein, 1987; Krystyn, 2008). Donji dio formacije, anizičko-ladinički bogat je radiolarijama, dok je nastavak formacije obilježen nodularnim crvenim vapnencima s rožnjacima. Ovakve naslage u plićim okolišima predstavljene su Reifling formacijom hemipelagičkih dolomitiziranih vapnenaca s tankoljušturastim školjkašima i radiolarijama iste stratigrafske pripadnosti. Naslage Hallstatt formacije predstavljaju taloženje u najdubljem dijelu današnjih Sjevernih Vapnenačkih Alpa u razdoblju trijasa. Naslage kakve su zabilježene u alpskoj Hallstat formaciji nisu pronađeni u

području Dinarida. U Sjevernim Vapnenačkim Alpama nije zabilježena veća pojava vulkanoklastičnih i magmatskih stijena, ali je cjelokupni prostor bio zahvaćen globalnom transgresijom.

6.2.4. TRANSDANUBIJSKI PROSTOR

Na *Trabnsdanubijskom* prostoru početak dubljevodnog taloženja u aniziku obilježen je vapnencima s rožnjacima (Vörös et al., 2003). Lokalno se nalaze i naslage „Szebevisz konglomerata“ u kontaktu s anizičkim vapnencima (Vozár et al., 2010). Nastaje značajni vulkanski, magmatski i sedimentni kompleks ladiničke starosti, a sastoji se od efuzivnih stijena, vulkanskih aglomerata, tufova, ignimbrita i vulkanoklastita Sentistvanhagy metaandezita formacije starosti gornjeg ilirija (Szoldán, 1990; Harangi et al., 1996). Ostali bazenski prostori zapunjeni su laporima, tufovima, feldspatskim pješčenjacima, pretaloženim vulkanoklastičnim sedimentima, radiolaritima i vapnencima s rožnjacima. Taloženje uz manje promjene traje sve do reta (Velledits 2000, 2004). Vapnenci s rožnjacima nalaze se u svim spomenutim današnjim tektonskim jedinicama početkom ladinika. Početak njihovog taloženja mogao bi se korelirati s „Reifling događajem“ na prostorima zapadne obale Tetisa. U gornjem ladiniku, zabilježena je nova magmatska faza na Transdanubijskom prostoru u vidu izljeva bazalta, koji imaju odlike efuzija unutar tektonske ploče (Szoldán, 1990; Harangi et al., 1996).

6.2.5. STRATIGRAFSKA USPOREDBA I GLOBALNI DOGAĐAJI SREDNJEG TRIJASA U ZAPADNOM DIJELU TETISA

Današnja tektonska jedinica *Unutarnjih Dinarida* od Vanjskih je odijeljena ofiolitnim pojasom koji je svoj početni stadij rifta doživio u gornjem permu, a potpnu se razvio u donjoj juri, a građen je od stijena srednjeoceanskih hrptova (Kossmat 1924; Petković 1961). Pravi ofiolitni kompleks u potpunosti je zaživio u juri. Istovremeno s početkom otvaranja oceana u dubokomorskim okolišima nastaju sedimentne i magmatske stijene. Na vuklanogeno-sedimentni kompleks naslaga naliježu crveni ladinički vapnenci pelagičkog okoliša, a zabilježene su i velike ladiničke pojave vulkanskih stijena (dacita, andezita, riolita). Ovakva se sedimentacija na nekim mjestima stratigrafski proteže od gornjeg anizika do gornjeg norika (Sudar & Kovács, 2006; Schefer et al., 2010). Pojava značajnih količina vulkanoklastičnog materijala, debeli kristaloklastični i vitroklastični tufovi (tzv. „*pietra verde*“), kao regionalni događaj na području zapadne obale Tetisa (Du Riche Preller, 1916), ukazuje na izuzetnu snagu vulkanskih erupcija, dok je pojava hijaloklastita i vulkanskih formacija na prostorima Dinarida, Južnih Alpi i Transdanubijskog prostora dokaz istih događaja u dubokomorskim prostorima.

Razvoj taložnih okoliša na čitavom zapadnom Tetisu ima zajedničke karakteristike. Marinska transgresija počela je još u ranom trijasu i dovela po produbljavanja ranijih plitkomorskih prostora u Južnim Alpama, Transdanubiji, planini Bükk, te transgresiju preko Buntsandstein formacije siliciklastita u Sjevernim Vapnenačkim Alpama, gdje je započelo taloženje plitkomorskih vapnenaca. Već ovaj podatak može svjedočiti kako se prostor Sjevernih Vapnenačkih Alpi nalazio najudaljenije od oceanskih prostora u vrijeme ranog, a vjerojatno i srednjeg trijasa. Početkom srednjega trijasa na čitavom ovom prostoru zabilježena je intenzivna tektonika i značajna diferencijacija taložnih prostora, te nastanak bazena različitih batimetrijskih i geomorfoloških obilježja. Pojava siliciklastičnih facijesa u aniziku zabilježena je kao lokalna pojava, u svim uspoređenim prostorima. Siliciklastični materijal vjerojatno je deriviran s manjih izdignutih blokova i različitim mehanizmima pretaloživan proksimalnije ili distalnije izvorišnim područjima. Istovremeno se krajem anizika intenzivira magmatska aktivnost i u dubljemorskim okolišima nastaju vulkanske i vulkanoklastične stijene. Magmatska aktivnost na prostoru zapadne obale Tetisa jenjava krajem ladinika. Također uočena osobina je i istovremena (anizička) uspostava karbonatnih platformskih plitkomorskih okoliša te se nameće zaključak kako srednjetrijaski magmatizam nije imao značajnog utjecaja na produkciju karbonata na zapadnoj obali Tetiskog oceana. Jedan od regionalno prisutnih facijesa jesu i pelagički vapnenci s rožnjacima i piroklastitima, buchensteinskog tipa. Ovakvi vapnenci nastali su na čitavom zapadno Tetiskom prostoru u gornjam aniziku ili donjem ladiniku, i povezani su s tzv. „Reifling događajem“ marinske transgresije. Istovremena transgresija prekrila je kopnena područja i stvorila velika plitkomorska područja na kojima se razvijaju potpune karbonatne platforme s grebenskim ogranizmima.

Srednjetrijaski magmatizam i formiranje vulkanoklastičnih naslaga u području Vanjskih Dinarida najintenzivniji je u vrijeme mlađeg anizika i na prelasku u ladinik. Ove su starosti vulkanoklastičnih stijena zabilježene i u ostalim dijelovima zapadne obale Tetisa (Pamić, 1984; Castellarin et al., 1988; Castellarin & Rossi, 1991; Obenholzner, 1991; Harangi et al., 1996; Dimitrijević, 1997; Velledits, 2004; 2006). Globalni događaji koji se mogu pratiti na čitavom zapadno Tetiskom/Paleotetiskom prostoru povezani su s tektonskom riftnom fazom otvaranja Tetiskog oceana i subdukcije Paleotetisa pod južnu obalu Laurazijskog dijela Pangee (Scotese, 2002; Stampfli & Borel, 2002, 2003; Schmid et al., 2004; Csotnos & Vörös, 2004). Već u starijem trijasu na čitavom je prostoru zabilježena marinska transgresija prema sjeveru i sjeverozapadu, a postanak dubokomorskih okoliša zabilježen je u aniziku (Sakač, 1992; Dimitrijević, 1997; Kovács et al., 2010; Vozár et al., 2010).

U plitkomorskim prosotrima talože se karbonatne platformske naslage Contrin formacija, Camorelli vapnenci, ili donji Sarl dolomiti platformskih karbonata (Pisa, 1974; Farabegoli & Levanti, 1982; Kozur 1996; Krainer, 1996; Gaetani & Gorza, 1989; De Zanche et al., 1993; Gaetani, 2010) u Južnim Alpama, Gutenstein i Steinalm formacijama u sjevernim vapnenačkim Alpama, odnosno Hamor formacija na Transdanubijskom prostoru, koje predstavljaju naslage subtajdalnog okoliša karbonatne platforme s manjom ili većom komunikacijom s otvorenim morem. Spomenute naslage sastoje se od tamnih, horizontalno laminiranih mikritnih madstona, bez značajne količine alokema (Lein et al., 2012). Ovakve naslage su u Dinaridma zabilježene u vidu diplopornih vapnenaca i dolomita (Herak, 1974; Grimani et al., 1975; Sokač et al., 1976; Papeš et al., 1982; Grgasović & Sokač, 2003).

Pojava siliciklastičnih taloga tzv. „Richthoflen konglomerata“, „Uggowitza breča“, „Szebeviz konglomerata“ i „Otarničkih breča“ mogu se stratigrafski korelirati (Kovács et al., 2011). Osim toga, svi ovi facijesi svjedoče o intenzivnoj tektonici koja je izdignula tektonske blokove te time generirala klastični materijal. Na području Južnih Alpa, lokalno je zabilježeno nekoliko klastičnih formacija (Piz de Peres, Voltago, Richthoflen) (Bosellini, 1967; Bechstädt & Brandner, 1970; Brandner & Bechstädt, 1970) koje se izmjenjuju s karbonatnim formacijama (Donji Sarl dolomit, Gracilis formacija, Reacoro, Gornji Sarl dolomit). Ovakva izmjena može ukazivati na periodičku, pulsirajuću tektonsku aktivnost u području Južnih Alpa. Prostor Sjevernih vapnenačkih Alpa nije obilježen značajnijim siliciklastičnim donosom materijala. U novonastalim pelegičkim okolišima talože se siliciklastični, vuklanoklastični, karbonatni i silicijski sedimentni, a slične karakteristike taložnih okoliša i naslaga zabilježene su i u okolnim područjima, npr. na planini Bükk u Mađarskoj (Velledits 2004 i 2006), i u Južnim Alpama (Obenholzner, 1991; Celarc et al., 2013; Crisci et al., 1984).

Na području Južnih Alpa, nakon anizičke transgresije, u novonastalim dubokomorskim okolišima taložena je turbiditna disoksična Dont formacija (Kustatscher & Roghi, 2006), koja je litološki slična donjem dijelu slijeda naslaga Donje Pazarište, odnsno Facijesu fliša (FF), a sličnu je sedimentaciju zabilježila i Velledits (2006) s taloženjem siliciklastičnih, vuklanoklastičnih, karbonatnih i silicijskih sedimenata.

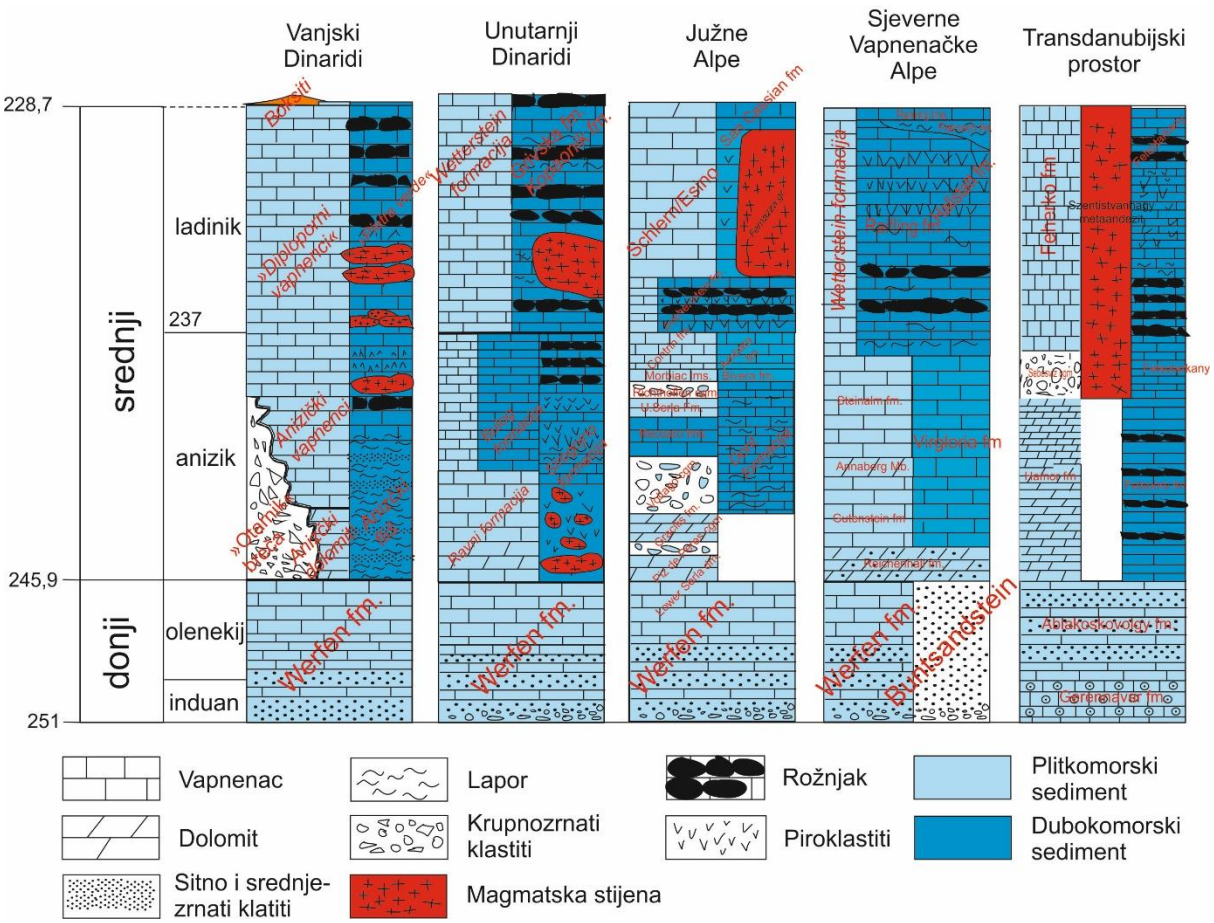
Pelagičke formacije Buchenstein, Livinallongo, Ambata (Južne Alpe), Reifling formacija (Sjeverne Vapnenačke Alpe), zatim Han Bulog i Grivska formacija anizika (Unutarnji Dinaridi), koja se sastoji od tamno crvenih rožnjaka s proslojcima šejla, tufova i lapora (Hauer 1888; Anđelković & Sudar, 1990; Brack & Muttoni, 2005; Sudar & Kovács 2006; Schefer et al., 2010; Missoni et al., 2012; Sudar et al., 2013), kao i Felsotarkany formacija (Transdanubija) označavaju početak marinske transgresije na području zapadne obela Tetisa. U

ovim formacijama zabilježeni su regionalni markerni slojevi *„pietra verde“* tufova, pa bi se pelagičke naslage Vanjskih Dinarida mogle stratigrafski korelirati s ovim litostratigrafskim formacijama zapadne obale Tetisa (Cros & Houel, 1983; Crisci et al., 1984; Obenholzner, 1991; Jelaska et al., 2003; Balini et al., 2006; Kovács et al., 2011; Vozár et al., 2010). Neke od navedenih litostratigrafskih formacija sastoje se od nodularnih vapnenaca s rožnjacima, pa bi se takva litološka odredba mogla korelirati s Facijesom pločastih vapnenaca i piroklastita (FPV), obzirom na blisku stratigrafsku odredbu (gornji anizik-donji ladinik).

Prva vuklanska aktivnost zabilježena je u području današnjih Unutarjih Dinarida već krajem ranog trijasa. Vulkanogeno-sedimentni kompleks Sirogojno formacije s više ili manje vulkanoklastičnog materijala nastavlja se do mlađeg anizika (Dimitrijević, 1997), dok na ostalim prostorima Fernazza grupa (Južne Alpe), ili Szentistvanhagy metaandezit (Transdanubija) pripadaju ladničkoj starosti. Na vulkanogeno-sedimentni kompleks naslaga Sirogojno formacije naliježu crveni ladinički vapnenci pelagičkog okoliša, a zabilježene su i velike ladiničke pojave vulkanskih stijena (dacita, andezita, riolita). Ova ladinička pojava vulkanskih stijena može se korelirati s vulkanskim i vulkanoklastičnim formacijama zapadne obale Tetisa. Slijedovi naslaga Bosansko Grahovo i Jovanović Draga također se sastoje od vulkanskih i vulkanoklastičnih naslaga, a pripadnost ladničkoj starosti u slijedu Bosansko Grahovo utvrđena je konodontima. Iako lokalna pojava, može se korelirati s nastankom velikih vulkanskih formacija u Južnim Alpama i Transdanubijskom prostoru.

Ladiničke naslage u Južnima Alpama predstavljene su padinskim sedimentima San Cassian formacije (kalkarenita, lapora i mikrita). Ovakav padinski facijes u Vanjskim Dinaridima predstvljen je Facijesom slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka (FSV) (Donje pazarište) ili Facijesom silicificiranih karbonata (FSK) (Zelovo). U gornjem ladiniku vulkanska aktivnost prestaje te se na plitkomorskim područjima neometano talože karbonati velikih, Wetterstein ili Schlern tipa platformi koji progradiraju prema zapunjenim bazenskim prostorima (Manfrin et al., 2005; Lein et al., 2012; Celarc et al., 2013), a pelagički prostori zadržavaju pelagičku i padinsku karbonatnu sedimentaciju.

Generalni pregled i usporedba litostratigrafskih jedinica na zapanoj obali Tetisa pikazan je na slici 49.



Slika 49. Generalni prikaz litostratigrafskih formacija na području zapadne obale Tetiskog oceana u donjem i srednjem trijasu. Kao izvor za konstrukciju generalnih litostratigrafskih stupova korištena je citirana literatura u poglavlju 6.2. i potpoglavljima unutar njega.

6.3. BIOSTRATIGRAFIJA I ODNOSI VULKANOKLASTIČNIH NASLAGA U VANJSKIM DINARIDIMA NA TEMELJU KONODONATA I AMONITA

Stratigrafska dioba trijasa na katove i podkatove biostratigrafski je dobro utvrđena i pruža dobru mogućnost stratigrafske korelacije. Za srednjetrijasko razdoblje za sada su uspostavljeni međunarodni priznati kriteriji (Global stratotype section and point - GSSP) za granicu anizik-ladinik i ladinik-karnik, dok se za granicu olenekij-anizik još razmatraju kriteriji (Brack et al., 2005; Mietto et al., 2012; Hounslow et al., 2007). Kroz čitavi srednji trijas (anizik i ladinik) uspostavljeno je 14 konodontnih i 16 amonitnih biostratigrafskih zona za Tetiski prostor (Gradstein et al., 2004). Rezolucija biostratigrafske zonacije korištenjem konodonata i amonita je jako velika i može detaljno definirati stratigrafske odnose različitih naslaga u srednjem trijasu. Starosti srednjetrijaskih vulkanoklastičnih naslaga, odnosno trajanje vulkanske aktivnosti u Vanjskim Dinaridima nije detaljno istraživano i te je jedan od ciljeva rada odrediti njen početak, kao i glavne faze vulkanske aktivnosti. Austrijski geolozi Zollikofer

(1861), Katzer (1906) i Kerner (1916), odredili su starosti vulkanskih i vulkanoklastičnih naslaga kao ladiničke.

Prema biostratigrafskim podacima prikazanim u ovom radu, najranije piroklastične naslage pojavljuju se u donjem iliriju, odnosno donjem dijelu gornjeg anizika. Ova starost određena je na lokaciji Bosansko Grahovo u Facijesu vapnenačkih peperita (FVP) gdje je utvrđena *constricta* zona. Početak ilirija prema Gradstein et al. (2004) postavljen je na ~ 241 Ma. Iako su na nekim mjestima pronađene vulkanoklastične naslage slične onima s lokacije Plavno u kontaktu s pelsonskim naslagama u kontaktu s *Balatonicus balatonites* - amonitnom zonom (usmena komunikacija dipl.ing. Dražen Japundžić).

Na lokaciji Donje Pazarište pomoću konodonata i rijetkih makrofosila amonita određena je kasno anizička starost (tablica 1). Vapnenački slojevi s konodontima nalaze se neposredno iznad prve pojave sineruptivno pretaloženih kristaloklastičnih tufova (Facijes sineruptivno pretaloženih tufova - FSPT), dok se primjerci amonita *Flexoptychites sp.* nalaze 12 metara ispod zabilježenog sloja sineruptivno pretaloženih kristaloklastičnih tufova. Amoniti oblika roda *Flexoptychites* do sada su u Vanjskim Dinaridima bili pronađeni u naslagama koje pripadaju *Paraceratites trinodosus* amonitnoj zoni koja odgovara stratigrafskom rasponu gornjeg pelsonija-donjeg ilirija (Prlj & Murđanović, 1988; Japundžić, 2011), odnosno naslagama gornjeg anizika (Petek, 1998) (slika 39). U nastavku slijeda u slojevima s akrecijskim lapilima, koji vrlo vjerojatno predstavljaju isti stratigrafski horizont koje su istraživali i Marci et al. (1991), isti autori navode prisustvo foraminifere *Gaudryina sp.* aff. *Gaudryina triadica* Kristan-Tollmann (Đurđanović, 1986), čime dokumentiraju gornjoladiničku starost s prelaskom u karnik. Navedena foraminifera u Karpatskom prostoru zabilježena je u rasponu od ladinika do norika, i reta (Salaj et al., 1983). Obzirom na određene konodontne vrste iz profila Donje Pazarište 2 utvrđena je mlađe anizička (ilirijska) starost pa bi biostratigrafske podatke trebalo detaljnije istražiti. Trajanje vulkanske aktivnosti svakako se nastavilo i do mlađeg trijasa, s periodičnom vulkanskom aktivnošću i erupcijama koje su donosile piroklastični materijal koji je prisutan i u vapnencima s megalodonima norika. Izvor za ovakve erupcije je vjerojatno bio smješten distalnije od srednjetrijaskog izvora.

Analizirani slijed naslaga Jovanović Draga koji se sastoji isključivo od vulkanoklastičnih i vulkanskih stijena nije bilo moguće biostratigrafski odrediti budući da nema očuvanog fosilnog sadržaja. Za izdanke bazalta koji su promatrani kao dio ovog slijeda Lugović et al (1998) smatraju da su kenozojski, dok ih autori OGK lista Gospić, i pripadajućeg tumača smatraju najmlađim srednjetrijaskim članom (Sokač et al, 1976).

Izdanci ignimbrita iz okolice mjesta Brušane, odnosno podno brda Vinac, biostratigrafski nisu određeni. Zabilježeni izdanak je lateralno u kontaktu sa silicificiranim, gromadastim i masivnim diplopornim vapnencima te s intraformacijskim vapnenačkim brečama, koje sadrže klaste diplopornih vapnanaca i crvenkasti matriks, ali je neposredni kontakt s ignimbritima prekriven. Slična je situacija i s ignimbritnim izdankom u okolici Donjeg Pazarišta (analizirani uzorci DP IGB 1, 2, 3, 4). Pod pretpostavkom da su izdanci ignimbrita u okolici Donjeg Pazarišta i podno brda Vinac genetski povezani, a temeljem njihovih mikropetrografskih karakteristika, moguće je pretpostaviti da predstavljaju jedinstveni piroklastičnih tok iste starosti. Obzirom na odredbu starosti snimljenog slijeda naslaga u okolici Donjeg Pazarišta, Donje Pazarište 1, Donje Pazarište 2 i Donje Pazarište 3, kojima je određena starost od početka piroklastičnih događaja kao kasnoanizička, a slijed se nastavlja u ladnik, pretpostavlja se ladinička starost ignimbrita u okolici Pazarišta. Apsolutna starost, određena iz cirkona ignimbrita podno brda Vinac, od 243±1,7 Ma (Lugović i Aljinović, osobna komunikacija) odgovara kasnom aniziku ili ranom ladiniku.

U slijedu Bosansko Grahovo određene su dvije konodontne zone: *constricta* zona i *trammeri* zona. *Constricta* konodontna zona proteže se od početaka gornjoanizičkog podkata ilirija do gornjeg ilirija, dok *trammeri* konodontna zona označava starosti mlađega ilirija do donjeg dijela donjoladiničkog podkata fasanija (osobna komunikacija dr.sc. Tea Kolar-Jurkovšek). Obe konodontne zone određene su u Facijesu vapnenačkih peperita (FVP) koji se nalazi na početku slijeda Bosansko Grahovo. Ovakav raspored starosti značio bi da je magmatska aktivnost u vidu miješanja sedimentnog i vulkanskog materijala započela u donjem iliriju i nastavila se u ladiniku. Vulkanoklastične naslage pojavljuju se nakon posljednjeg peperitnog sloja za koji je određeno da pripada *trammeri* konodontnoj zoni gonjeg ilirija do donjeg fasanija.

Na lokaciji *pietra verde* tufova u okolici Zelova nekoliko je radova publicirano na temu stratigrafije ovih naslaga (Belak, 2000, Jelaska et al., 2003; Balini et al., 2006, Kolar-Jurkovšek et al., 2006; Halamski et al. 2015). Stratigrafska odredba u radu Belaka (2000) određena je na temelju prisutnih foraminifera *Ammodiscidea, "Planiinvoluta" mesotriassica, Trochammina* sp. (cf. *T.almtalensis*) kao kasno anizička s mogućnošću prelaza u ladinik. U radu Jelaska et al. (2003) prikazan je sintetski slijed naslaga koji u srednjem trijasu započinje dolomitnim "Otarničkim brečama" te je transgresivan na donji trijas. U vapnencima nakon breča utvrđena je *constricta* konodontna zona donjeg ilirija. To je prva zabilježena stratigrafska odredba srednjega trijasa na Svilaji (u okolici Sinja), što ukazuje na dugotrajan prekid taloženja na ovom prostoru i izostanak naslaga cijelog donjeg anizika. Nadalje su utvrđene konodontne zone u

kontinuitetu *trammeri* zona (donji fasanij), *hungaricus* zona (gornji fasanij-donji longobardij), *mungoensis* zona (gornji longobardij). U radu Jelaske i suradnika (2003) u prikazanom sintetskom sedimentnom slijedu, naslage "*pietra verde"* tufova smještene su u *hungaricus* konodontnu zonu, čime im je određena gornjo fasanijska-donjo langobardijska starost (Kolar-Jurkovšek et al., 2006). Rad Balinija i suradnika (2006) bavi se amonitnom stratigrafijom ovih naslaga i prezentira novu prisutnu amonitnu vrstu koja se nalazi neposredno iznad glavne zone "*pietra verde"* tufova te je određena kao *Archelaus* amonitna zona, ranoladiničke starosti. U radu Balinija i suradnika (2006) na 50 metarskom sedimentnom stupu naslaga prikazane su dvije zone tufova, od čega je jedna smještena u gornji anizik što je sukladno podacima iz rada Šćavničar et al. (1984). Bazalti uočeni u podini profila Zelovo 2 vjerojatno su dio ladiničke vulkanoklastične epizode.

6.3.1. STRATIGRAFSKA KORELACIJA VULKANOKLASTIČNIH FACIJESA U VANJSKIM DINARIDIMA

Korelacija vulkanoklastičnih facijesa je kompleksna. Litostratigrafski kriteriji su jako teško primjenjivi, osim u slučaju globalnih pojava (npr. *pietra verde* tufova). Vulkanoklastični facijesi mogu se promatrati s obzirom na taloženje u batimetrijski različitim taložnim prostorima, odnosima blizine kopna te genetski različite vulkanske događaje. Zanimljivo je da i regionalni reperni slojevi *pietra verde* tufova izostaju na tri od četiri istraživane lokcije u Vanjskim Dinaridima. Razlog tome vjerojatno je raznolikost taložnih okoliša, odnosno taloženje takvog materijala samo u bazenima određenih geomorfoloških karakteristika. Geokemijska istraživanja provedena u svrhu odredbe njihovog sastava i pripadnosti magmatskoj seriji i geotektonskom sklopu ne mogu poslužiti kao korelacijski kriterij. Temeljem prikazanih spider dijagrama elemenata u tragovima i elemenata rijetkih zemalja (REE) (slike 52 i 53, poglavlja 6.4.2. i 6.4.3) može se zaključiti kako svi analizirani uzorci vulkanoklastičnih naslaga srednjega trijasa u Vanjskim Dinaridima pokazuju jednolike izglede krivulja, te da pripadaju istoj magmatskoj seriji i geotektonskom okolišu, ali se stratigrafska korelacija ne može temeljiti na ovim podacima. Jedini način za korelaciju istraživanih profila jest biostratigrafski, obzirom da se vulkanoklastične naslage izmjenjuju sa sedimentima koji mogu sadržavati stratigrafski važne fosile. Konodonti su izabrani kao najpouzdaniji biostratigrafski element, obzirom da je trijaska stratigrafija bazirana na konodontnoj zonaciji (Ogg et al., 2008), a vrste nisu okolišno ograničene te se pojavljuju u plitkomorskim i dubokomorskim facijesima. Prema dokumentiranim rezultatima konodontnih analiza i determiniranog amonitnog roda, može se reći kako su svi istraživani profili stratigrafski jako

bliski. U profilu Donje Pazarište 1 pronađeni su amoniti (uzorak DP 1/18) koji sugeriraju donjo ilirijsku starost, dok je za konodonte iz uzoraka DP 1/32 i DP 2/34 određena ilirijska starost, bez detaljnije odredbe, vjerojatno se može zaključiti kako i ove naslage pripadaju vremenu donjeg ilirija. Konodontne vrste prisutne u uzorcima DP 2/42 i DP 3/7 karakteristčne za gornji iliriji. U snimljenom slijedu Bosansko Grahovo u Facijesu vapnenačkih peperita su određene konodontne zone također karakteristične za gornji anizik i donji fasanij, što se jako dobro korelira s profilom Donje Pazarište 1. Profil Zelovo 1, za koji su biostratigrafski rezultati prikazani u radovima Jelaska et al. (2003) i Balini et al. (2006), određen je kao donji ladinik, što odgovara nešto mlađim naslagama nego što je utvrđeno u profilima Donje Pazarište 1, 2, 3 i Bosansko Grahovo. Za sve tri lokacije može se reći da pripadaju istoj magmatskoj epizodi i vjerojatno označavaju glavnu fazu srednjetrijaske vulkanske aktivnosti.

Pojava bazalta i s njima asociranih hijaloklastita u okolici Donjeg Pazarišta (Jovanović Draga) nije biostratigrafski određena i korelacija ovih naslaga ostaje nedefinirana dok se ne obave analize radiometrijskog datiranja. Nejasna je i stratigrafska odredba ignimbritnih izdanaka u okolici Donjeg Pazarišta i podno brda Vinac (uzorci DP IGB i VI). Donekle je jasnija situacija izdanaka podno brda Vinac jer su u neposrednijem kontaktu s diplopornim vapnencima ladiničke starosti, iako jasni kontakt nije detaljno zabilježen i utvrđen. Pretpostavka je da izdanak ignimbrita u okolici Donjeg Pazarišta, zabilježen u blizini posljednjih izdanaka koji se nalaze u slijedu DP-3, predstavlja najmlađi dio vulkanoklastične serije na lokalitetu Donje Pazarište.

Konodontne zone zabilježene u snimanom slijedu sedimenata Bosansko Grahovo u Facijesu vapnenačkih peperita (FVP) zabilježene su i u naslagame na lokalitetu Zelovo (Jelaska et al., 2003). Facijes vapnenačkih peperita (FVP) Bosanskog Grahova može se korelirati s naslagama karbonata (Jelaske et al., 2003), koje se nalaze ispod glavnog horizonta *„pietra verde“* tufova. Obzirom da su Šćavničar et al. (1984) naveli kako su na terenu zabilježena dva izljeva bazaltne magme i dva horizonta tufova, od kojih je jedan anizičke starosti, tada se Facijes vapnenačkih peperita (FVP) Bosanskog Grahova, prva pojava Facijesa pločastih vapnenaca s piroklastitima (FPV) (Donje Pazarište) i vjerojatno prva pojava bazaltnih izljeva na lokalitetu Zelovo može vrlo dobro korelirati. Time se može zaključiti kako je vulkanska aktivnost na području Vanjaskih Dinarida započela u gornjem aniziku (iliriju) i trajala je do kraja ladinika.

6.4. GEOKEMIJA

U ovom poglavlju će na osnovu dobivenih geokemijskih rezultata biti dana kemijska klasifikacija stijena, interpretacija raspodjele koncentracije rijetkih elemenata i elemenata u tragovima, interpretacija kemijskog sastava pojedinih minerala te ponuđen mogući okvir geotektonskog okoliša u okviru kojih je došlo do formiranja istraživanjih magmatskih i piroklastičnih stijena. Za obradu geokemijskih rezultata i njihov grafički prikaz korišten je IgPet© program.

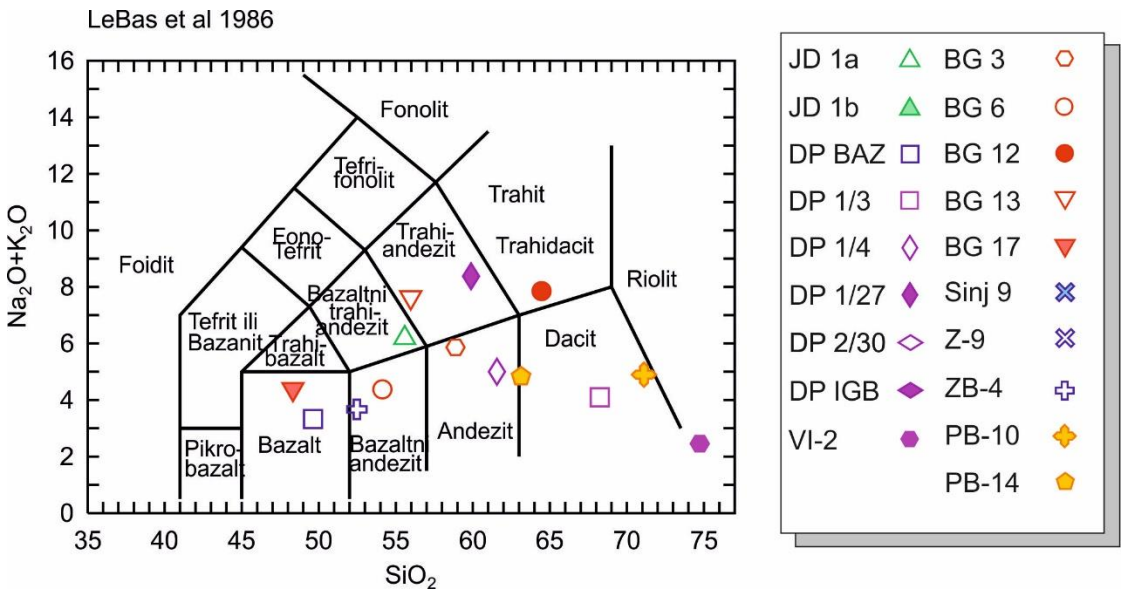
6.4.1. KLASIFIKACIJSKI DIJAGRAMI

Poznati su klasifikacijski dijagrami koji se temelje na glavnim elementima, elementima u tragovima te njihovim omjerima a omogućuju klasifikaciju uzoraka prema tipu efuziva.

6.4.1.1.Glavni elementi

Jedan od najpoznatijih klasifikacijskih dijagrama za efuzivne stijene je SiO_2-(Na_2O+K_2O) dijagram prema LeBas et al. (1986). Za potrebe klasifikacije ukupni sadržaj glavnih oksida preračunat je na 100%. U tom dijagramu analizirane stijene su projicirane u širokom području od bazaltnih do riolitnih stijena, pri čemu piroklastični varijeteti srednjetrijaskih vulkanoklastita sastavom više odgovaraju kiselim i neutralnim magmatskim stijenama, dok su autoklastični i koherentni stijenski varijeteti bliži bazičnom sastavu magmatskih stijena (slika 50). Međutim, u dijagramu nisu prisutni svi analizirani uzorci, već nedostaju uzorci sa SiO_2 sadržajima višim od 77 mas. % (vitroklastični tuf JD-1b, dacitni ignimbrit DP-IGB i dacitni kristalovitroklastični tuf Z-9) zbog ograničenog područja primjene dijagrama, u odnosu na SiO_2 U navedenim uzorcima je i petrografskim opažanjem primijećeno najviše minerala kvarca. Problem u ovakvoj klasifikaciji je i u korištenju oksida relativno mobilnih elemenata (KaO i Na_2O), budući se uslijed alteracija njihova koncentracija značajno mijenja. Naslage piroklastičnih tokova (DP-IGB, VI-2, BG-12) su kiselijeg sadržaja u odnosu na ostale stijene, što je i očekivano budući su kiselije magme u pravilu karakterizirane intenzivnijim erupcijskim i eksplozivnim događajima, no treba imati na umu da se vitroklastični materijal jako brzo devitrificira i alterira. Uzorak BG-6, sineruptivno pretaloženi kristaloklastičan tuf projicirao se u polje bazaltnih andezita, iako je kristaloklastični materijal mikropetrografski determiniran kao albitni. Očigledno je prisutnost velike količine sekundarnog CaO (14.05 mas. %) u obliku karbonatnog veziva utjecala na promjenu primarnog kemijskog sastava ove stijene. No mineraloška odredba uzorka glinovitog tufa u proslojcima peperitnog facijesa (BG-3) koji se projicira u područje – andezita u skladu je s kemijskim

sastavom stijene. Uzorci jastučastih bazalta iz Jovanović Drage (DP-BAZ) i *in situ* bazaltnog hijaloklastita Bosanskog Grahova (BG-17) projiciraju se u polje bazalta i također su u skladu s petrografskim odredbama. Uzorak efuziva iz okolice Zelova - ZB-4, donekle odstupa od petrografskih determinacija i projicira se u područje bazaltnih andezita, što je moguće objasniti uočenim procesima silicifikacije okolnih naslaga koje su u neposrednom kontaktu s izdancima bazalta. Pretaloženi bazaltni hijaloklastit bogat krhotinama stakla (JD-1a) s lokacije Jovanović Draga projicira se u polje bazaltnih trahiandezita, što se može objasniti većom koncentracijom krhotina stakla uglavnom sastavljenog od mikrokristalastog kvarca i albita. Autoklastične naslage uglavnom se projiciraju u područja stijena od kojih su sastavljeni klasti, osim u uzorku JD-1a, gdje se ukupni uzorak projicira u područje andezita, što je vjerojatno uvjetovano miješanjem bazaltnih klasta i znatnog sadržaja krhotina stakla. Uzorak BG-13, petrografski određen kao pretaloženi bazaltno-andezitni hijaloklastit, projiciran je u područje trahiandezita, jednako kao i uzorak DP-1/27 (sineruptivno pretaloženi kristaloklastični tuf). Projekcija uzorka BG-13 u dijagramu donekle se slaže s mikropetrografskom odredbom, budući da je prilikom mikroskopiranja uočen jako raznolik sastav kristaloklasta (kvarc, feldspati) i vitroklasta uz dominantne klaste bazalta. Uzorak DP-1/27 sastoji se od kristaloklasta plagioklasa i rijetkih andezitnih litoklasta pa stoga determinacija andezitnog sastava na temelju geokemijskih podataka potvrđuje andezitno porijeklo piroklastičnog materijala. U promatranjima uzoraka tufova moguće je zaključiti kako se vitroklastični varijeteti, ili vitroklastima bogatiji varijeteti, projiciraju u područja riolita i dacita, dok se kristaloklastima bogati, ili potpuno kristaloklastični tufovi projiciraju u neutralne do bazične stijene. Na ovakvu interpretaciju upućuju već i mikroptrografske analize, kada je ustanovljeno da je većina krhotina stakla devitrificirana u mikrokristalasti kvarc. Sadržaj kristaloklsta u kristaloklastičnim tufovima daje neposredniji podatke o sadržaju primarnog eruptiranog materijala. Uzorak vulkanogenog pješčenjaka iz Donjeg Pazarišta, DP-1/4, koji se nalazi na početku zabilježenog sedimentnog slijeda projicirao se u područje andezita. To je moguće, obzirom da su u uzorku uočeni različiti fragmenti i najveća varijacija sastava od svih analiziranih uzoraka. Uzorak s najviše udjela SiO_2 je BG-12, determiniran kao ignimbrit, ali se u ovom dijagramu projicira u područje trahidacita. Uzorci vulkanoklastita s područja Plavna projiciraju se u područje dacita, s tim da se litoklastični tuf (PB-14) sastavljen od litoklasta juvenilnih klasta niske poroznosti približava području andezita, što je u skladu s njegovom determinacijom i poveanošću s erupcijama bazičnije magme. Kristaloklastični tufovi Plavna (PB-10) sadrže kristaloklaste kiselih minerelnih faza te projekcija sastava u područje dacita potvrđuje ovakvu mikropetrografsku odredbu.

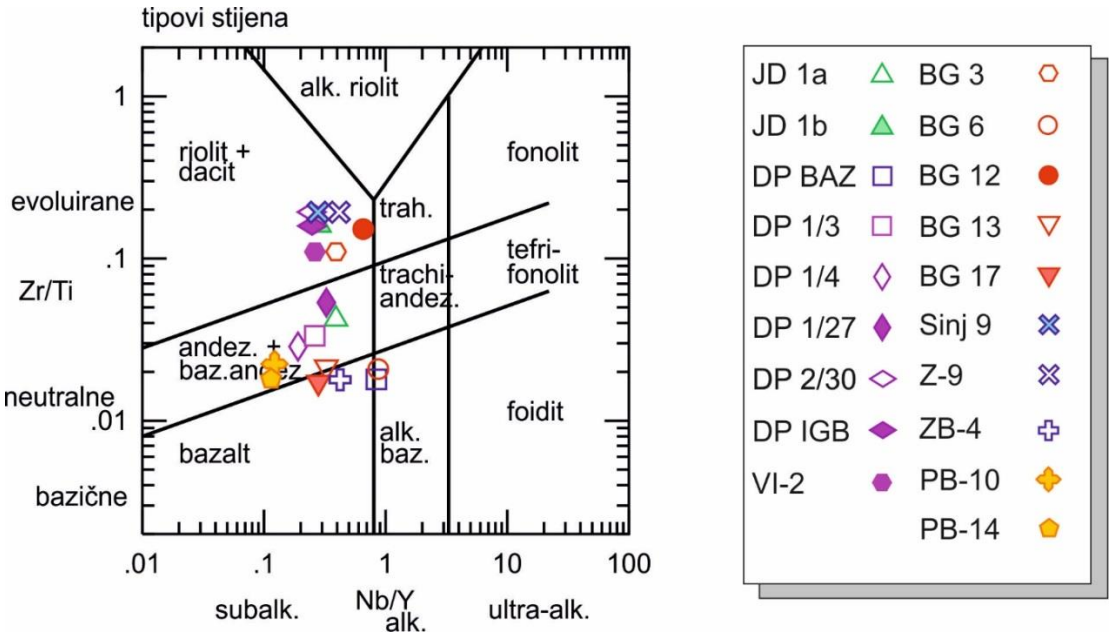


slika 50. Klasifikacijski dijagram LeBas et al. (1986).

6.4.1.2. Elementi u tragovima

Klasifikacija vulkanskih stijena često se vrši pomoću omjera koncentracija elemenata u tragovima, te jedan od najviše korištenih je Nb/Y- Zr/Ti dijagram prema Pearce (1996), a perdstavlja modifikaciju dijagrama koji su objavili Winchester & Floyd (1976). Klasifikacijski dijagrami temeljeni na omjerima koncentracija određenih elemenata daju najmanju mogućnost pogreške. Iako se koncentracije određenih elemenata u stijenama mogu s vremenom promijeniti, npr. alteracijom tijekom dijagenetskih procesa, pretpostavka je da su koncentracije jednako mobilnih elemenata jednoliko izmijenjene, stoga omjer koncentracija takvih elemenata ostaje jednak primarnim omjerima tih elemenata u stijenama. Stoga je ovaj dijagram korišten za detaljniju, i točniju klasifikaciju tipova stijena, prema magmatskim klasifikacijskim kriterijima. Prema Nb/Y- Zr/Ti dijagramu na slici 51, vidljivo je da su u dijagramu prisutni svi analizirani uzorci. Svi uzorci pripadaju subalkalnoj magmatskoj seriji, bazičnog do kiselog sastava magme. Piroklastični varijeteti (VI-2, DP-IGB, DP-2/30, JD-1b, BG-12, Sinj-9) projiciraju se u područje dacita i riolita. To potvrđuje činjenicu da se piroklastični događaji, odnosno eksplozivne vulkanske erupcije događaju najčešće i najintenzivnije u vulkanima kiselog magmatskog sastava. Donekle odstupaju uzorak DP-1/27 (sineruptivno pretaloženi kristaloklastični tuf), koji je projiciran u područje andezita i bazaltnih andezita, što je u skladu s mikropetrografskom odredbom klasta andezitnog sastava u facijesu sineruptivno pretaloženih piroklastita kojem pripada i ovaj uzrak. Uzorak BG-6 (sineruptivno pretaloženi kristaloklastični tuf), koji je projiciran u područje blizu granice bazalta i alkalnih bazalta, pa se mikropetrografska odredba kristaloklasta plagioklasa albita mora preispitati, te je vjerojatno da

se radi o plagioklasima bazičnijeg sastava. Usporedbom ova dva dijagrama za klasifikaciju stijena može se reći da su sukladni, te da daju jednake rezultate odnosno odredbe za analizirane uzorke. Jedina bitna razlika je da u dijagramu na slici 47, gdje se vidi da niti jedan od uzoraka ne pada u skupinu s prefiksom „trahi-„, odnosno niti jedan ne pokazuje obogaćenje alkalnim komponentama, samo se u graničnim područjima nalaze dva analizirana uzorka DP-BAZ (jastučasti bazalt Donjeg Pazarišta) i BG-6 (sineruptivno pretloženi kristaloklastični tuf). Uzorci s lokaliteta Plavno prema odnosima elemenata u tragovima projiciraju se u područje andezita i bazaltnih andezita, što je više u skladu s petrografskim odredbama. Efuzivne stijene lokaliteta Jovanović Draga i Zelova, kao i *in situ* hijaloklastit Bosanskog Grahova (vrlo blisko asociran s nepronađenim koherentnim facijesom) projiciraju se u područje stijena bazaltnog sastava.



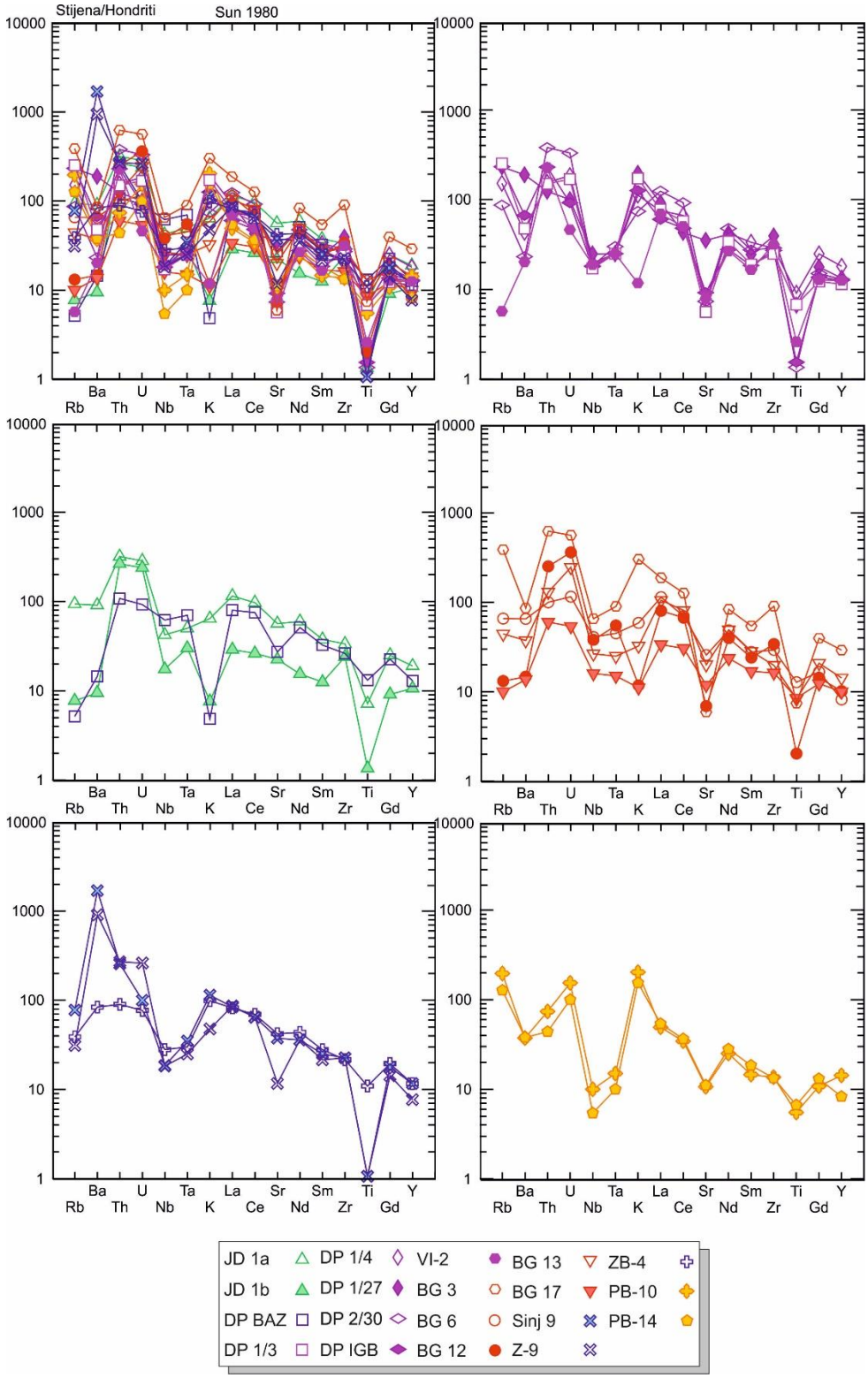
Slika 51. Klasifikacijski Nb/Y-Zr/Ti dijagram prema Pearce (1996) modificiran prema Winchester & Floyd (1976).

6.4.2. INTERPRETACIJA SPIDER DIJAGRAMA

Koncentracija elemenata u tragovima uobičajeno se prikazuje tzv. *spider dijagramima*, gdje su uspoređene s koncentracijama istih elemenata u nekom od standarda kao što su hondrit, primitivni plašt, bazalt srednjeoceanskih grebena (MORB), kontinentalna kora i slično. Pri tome se na x osi nalaze elementi u tragovima, a na y osi vrijednosti dekadskog logaritma normaliziranih koncentracija tih istih elemenata u odnosu na neki standard. Na x osi elementi u tragovima su uobičajeno poredani na način da su mobilni elementi popu Rb, Ba, K smješteni

na lijevoj strani dijagrama, pri čemu njihova inkompatibilnost raste s lijeva na desno, dok su imobilni elementi poput Zr, Ti, Y smješteni na desnoj strani dijagrama, a njihova inkompatibilnost pokazuje porast s desno na lijevo (Rollinson, 1993). Rezultati analiza elemenata u tragovima u istraživanim stijenama u okviru ovog doktorata prikazanu su u *spider dijagramu* na slici 52, pri čemu je upotrebljena normalizacija na hondrit prema vrijednostima od Sun (1980). Svi istraživani uzorci pokazuju obogaćenje elementima u tragovima u odnosu na hondrit 1 do oko 2000 puta. Krivulje raspodijele normaliziranih koncentracija elemenata u tragovima svih istraživanih uzoraka karakterizirane su skokovitim trendom, te za većinu uzoraka negativnom Nb-Ta anomalijom, te negativnim anomalijama Sr i Ti. Ovakvi skokovi i padovi u normaliziranim koncentracijama elemenata u tragovima u *spider dijagramima* karakteristični su za magme nastale u subdukcijskim geotektonskim okolišima. Pozitivni pikovi određenih elemenata, poput Rb, K, U, Th i Ba u pojedinim istraživanim uzorcima u okviru ovog doktorata, u zonama subdukcije posljedica su dodavanja tih komponenata u plaštni izvor tijekom subdukcije. Najvjerodostojnija karakteristika magmi nastalih u okolišima vulkanskih lukova jest negativna Nb-Ta anomalija koja se u *spider dijagramu* uočava kao jarak (Wilson, 1989). Negativne Nb-Ta u Ti anomalije uobičajeno se tumače zaostajanjem minerala ilmenita, rutila i titanita, a koji su bogati navedenim elementima, u resitu, koji preostaje nakon parcijalnog taljenja (Wilson, 1989). Na pojavu Sr anomalije utječe prisutnost ili odsutnost plagioklasa u sustavu. No, slična se svojstva mogu uočiti i u magmama kontaminiranim krustalnom litologijom (Wilson, 1989). Skokovita struktura elemenata u tragovima u *spider dijagrama* ukazuje na doprinos kontinentalne kore pri formiranju magme koja je generirala magmatske i vulkanoklastične stijene srednjega trijasa u Vanjskim Dinaridima. Negativna Nb-Ta anomalija nije prisutna u uzorcima JD-1b, DP-BAZ, BG-12 i BG-17. Isti uzorci su karakterizirani manjeim obogaćenjem s Rb i K (oko 10 puta u odnosu na hondrit) u usporedbi s drugim istraživanim uzorcima koji su obogaćeni s Rb 30 do 250 puta.

U *spider dijagramu* može se uočiti da su u uzorcima kristalovitroklastičnih tufova Sinj-9 i Z-9 koncentracije Ba u odnosu na hondrit obogaćene 900 i više od 1000 puta. Iznimno visoka koncentracija Ba u ovim uzorcima ne čudi, obzirom da je u uzorcima s istraživanog lokaliteta povremeno uočen mineral barit, a u okolici Sinja poznata su i rudna ležišta barita. Obogaćenje s Th i U zapaženo je kod većine uzoraka, osim kod uzoraka s lokaliteta Plavno, Zelovo te sineruptivno pretaloženog kristaloklastičnog tufa DP-1/27 i ignimbrita DP-IGB iz Donjeg Pazarišta. Obogaćenje s Th i U ukazuje na obogaćenje magme s krustalnim materijalom.

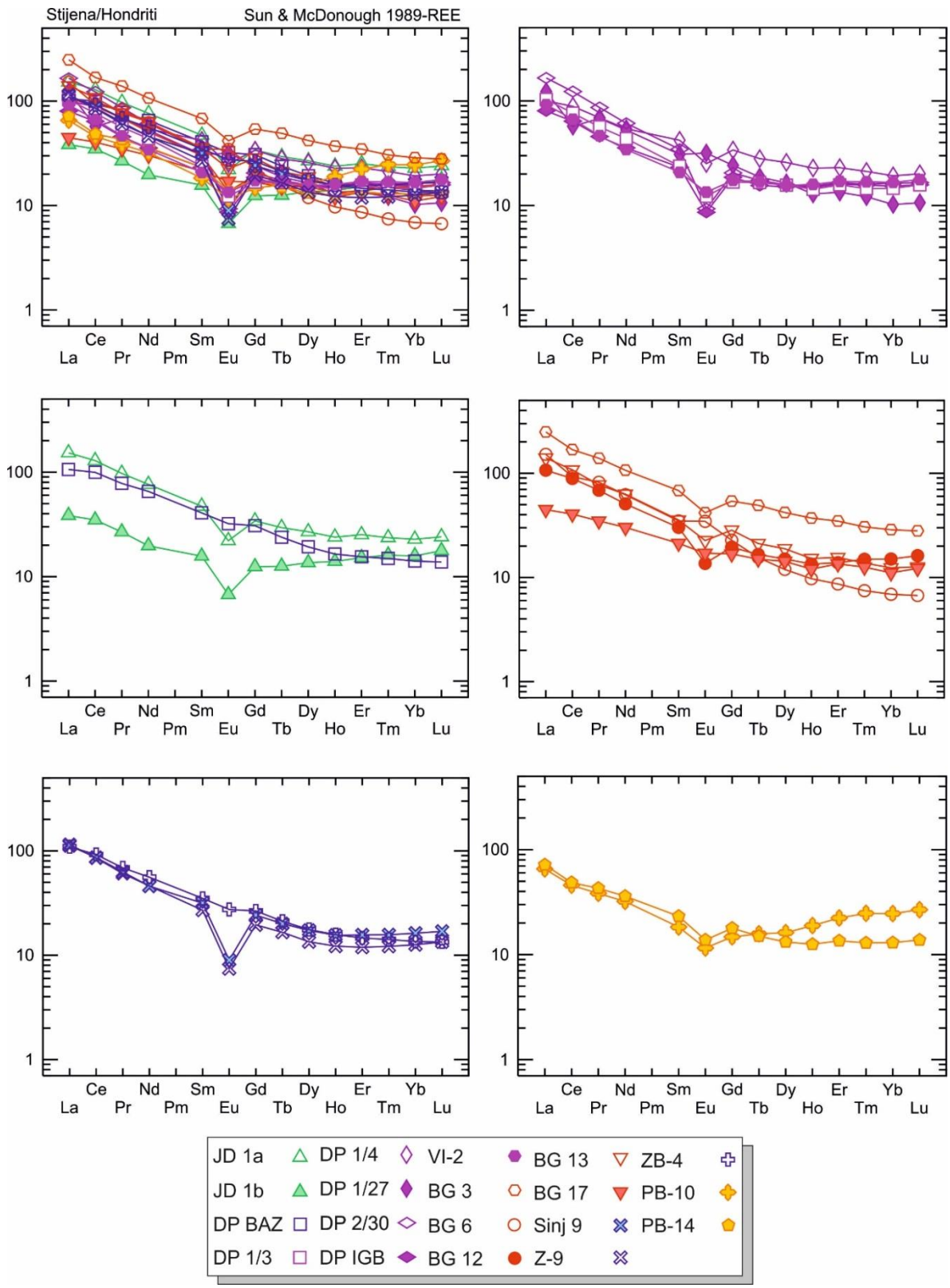


slika 52. *Spider dijagrami* elemenata u tragovima normaliziranih na vrijednost hondrita prema Sun (1980). Prvi dijagram prikazuje rezultate za sve analizirane uzorke, a svaki sljedeći rezultate za pojedine istraživane lokalitete.

6.4.3. INTERPRETACIJA DIJAGRAMA ELEMENATA RIJETKIH ZEMALJA

Dijagrami raspodijele normaliziranih koncentracija elemenata rijetkih zemalja (slika 53, istraživanih uzoraka na osi x sadržava elemente od La do Lu, poredanih prema mobilnosti, a na osi y vrijednosi dekadskog logaritama normaliziranih koncentracija tih istih elemenata u odnosu

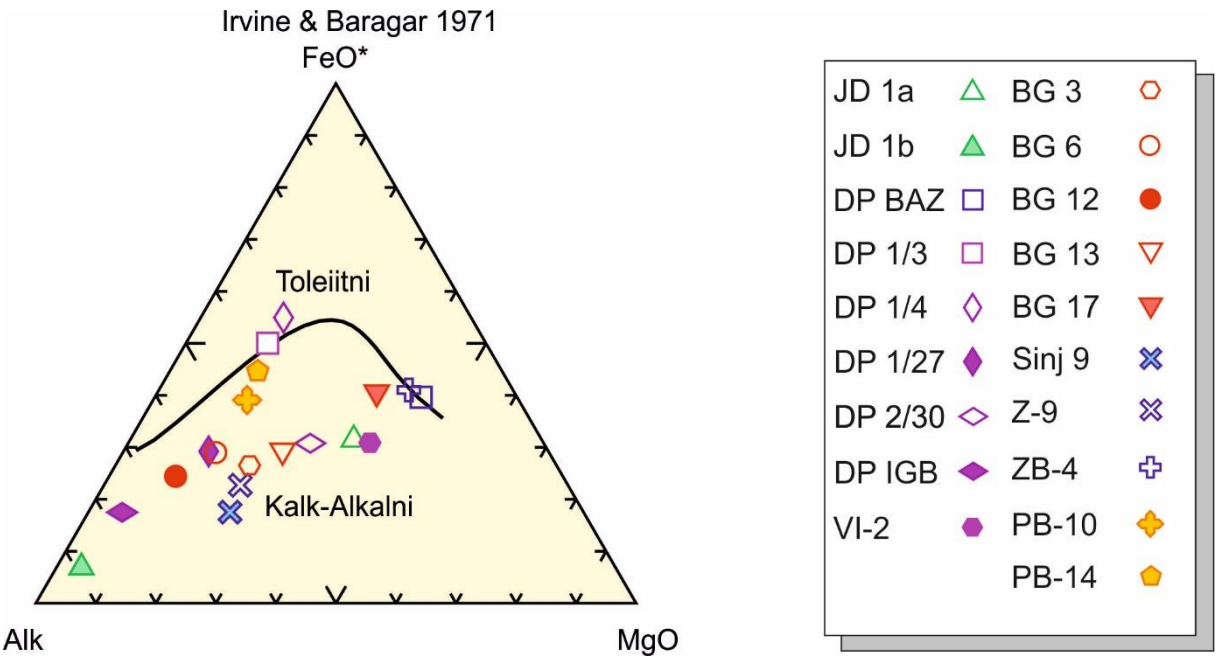
na hondrite prema vrijednostima Sun & McDonough (1989). Krivulje raspodijele normaliziranih koncentracija elemenata rijetkih zemalja (REE) pokazuju u svim uzorcima gotovo identičan oblik. Krivulje blago padaju s lijeva na desno, što znači da su svi uzorci u odnosu na hondrite jače obogaćeni lakim elementima rijetkih zemalja (LREE), nego teškim elementima rijektih zemalja (HREE). Gotovo svi uzroci pokazuju negativnu Eu anomaliju (0,32-0,91), a samo su uzorci sinerputivno prataloženih kristaloklastičnih tufova DP-1/27 i BG-6 karakterizirani pozitivnom anomalijom s vrijednošću od 1,16 i 1,23 (tablica 5). Eu-anomalija uglavnom ovisi o feldspatima budući Eu može imati i dvovalentan naboj kompatibilan u feldspatima za razliku od ostalih REE koji su trovalentni i stoga inkompatibilni u feldspatima (Rollinson, 1993). Stoga će magme nastale parcijalnim taljenjem izvora u kojem je plagioklas zaostao kao restitni mineral, kao i magme u kojima je došlo do frakcionacije plagioklasa, pokazivati negativnu Eu-anomaliju. A budući su u uzorcima DP-1/27 i BG-6 izuzetno bogati kristaloklastima plagioklasa logično je da pokazuju pozitivnu Eu anomaliju. Ovakav izgled spider dijagrama elemenata rijetkih zemalja karakterističan je za magme nastale taljenjem kontinetalne kore, kao u slučajevima kontinentalog rifta, ili zalučnim bazenima. Iznimku u odnosu na općenit izgled krivulje REE istraživanih stijena predstavljaju uzorci pelitnog sedimenta DP-1/3, vitroklastičnog tufa JD-1b, ignimbrita (DP-IGB i BG-12), te kristaloklastičnog tufa PB-10, koji pokazuju rijedak tip raspodijele normaliziranih koncetracija REE s krivuljom oblika slova V. Primjeri takvih REE krivulja opisani su u području zalučnih bazena (*back-arc basin*) i tipične su za stijene boninitske magme, no opisane su i metasomatiziranim harcburgitima i tumače se metasomatozom izvorne stijene, vrlo osiromašene sa LREE, s fluidom ili parcijalnom taljevinom bogatom s LREE.



Slika 53. Dijagrami raspodjele koncentracija elemenata rijetkih zemalja normaliziranih na hondrite prema Sun & McDonough (1989). Prvi dijagram prikazuje podatke za sve analizirane uzorke, dok su na sljedećim dijagramima prikazani podaci za svaki od istraženih lokaliteta.

6.4.4. KARAKTER MAGMATSKE SERIJE

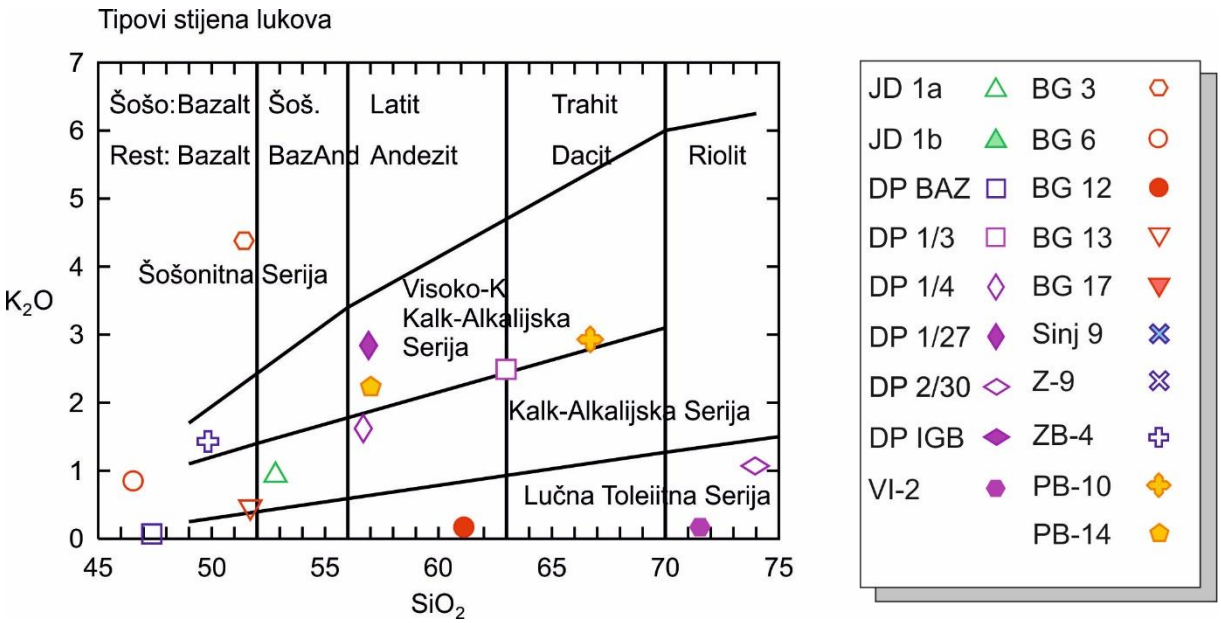
U AFM dijagramu (Irvine & Barager, 1971), koji služi za odredbu magmatske serije na temelju oksida glavnih elemenata (slika 54) gotovo svi istraživanim uzorci padaju u područje kalcijsko-alkalijske magme, što je u skladu s rezultatima ranije istraživanih srednjetrijaskih magmatskih stijena (Lugović & Mayer, 1983; Pamić, 1984; Trubelja et al., 2004; Garašić et al., 2006). Izuzetak čine vulkanogeni pješčenjak DP-1/4 koji se projicirao u područje toleiitne magme, te na granično područje projicirani uzorci pelitnog sedimenta DP-1/3, jastučastog olivinskog bazalta DP-BAZ i bazalta ZB-4. Treba istaknuti da je AFM dijagram prvenstveno konstruiran za magmatske stijene, tako da projekcija sedimentnih stijena u ovom dijagramu nema isti značaj kao za magmatske. Ipak, objašnjenje za povećanu koncentracija FeO u uzorku D-1/4 moguće je povezati s njegovim glinovitim matriksom, u kojem mogu biti koncentrirani željezni oksidi vezani na minerale glina ili s prisutnošću pirita. Slično je i s pelitnim sedimentom DP-1/3. Važno je istaknuti kako su kalcijsko-alkalijske magme karakteristične za subdukcijske zone, i nastajanje vulkanskih lukova, što je u neskladu postojećim terorijama o razvitku rifta u globalnom geotektonskom prostoru na cijelom zapadnom Tetisu u srednjem trijasu (Haas et al., 1995; Scotese, 2002; Stampfli & Borel, 2002; 2003; Csontos & Vörös, 2004; Schmidt et al. 2008). Isto tako vrijedi činjenica da je uobičajeno da kalcijsko-alkalijske i visoko kalcijsko-alkalijske magme mogu producirati veće količine piroklastita, za razliku od toleitnih (Wilson, 1989). No, prisutnost magmatskih i vulkanoklastičnih stijena kalcijsko-alkalijskog karaktera uočena je u okolnim područjima zapadnog Tetisa (Harangi et al., 1996, Castellarin et al, 1988; Bechstädt et al, 1978). Na temelju kemijskih analiza cijele stijene prikazanim u tablicama 3, 4 i 5. moguće je uočiti kako uzorci bazalta DP BAZ i olivinskog bazalta ZB-4 imaju koncentracije MgO (8,81 i 8,35 mas. %). Uzorci bazlta DP BAZ i *in situ* bazaltnog hijaloklastita BG-17 imaju visok Ni (167 i 106 ppm) i Cr_2O_3 (0,052 i 0,061 mas. %). Ovakve karakteristike imaju toleiitne magme.



Slika 54. AMF dijagram (Irvin & Brager, 1971) za klasifikaciju magmatske serije.

Na slici 55 prikazan je varijacijski SiO_2 vs. K_2O dijagram Peccerillo & Taylor, (1979) koji se koristi za klasifikaciju magmatske serije i tipa magmatskih stijena. Na dijagramu nedostaju uzorci koji sadrže manje od 45% SiO_2 (npr. BG 17 - *in situ* bazaltni hijaloklastit) i oni koji sadrže više od 75% SiO_2 (Sinj 9, DP IGB i JD 1b - kiseli piroklastiti). Analizirani uzorci se uglavnom projiciraju u područje visoko kalijskih kalcijsko-alkalijskih i kalcijsko-alkalijskih lučnih magmi. Uzorci DP BAZ, DP-2/30 i BG 6 projiciraju se u polje lučnih toleiita, što za zadnja da uzorak nije potpuno u skladu s Irvine & Barager-ovim dijagramom. Harangi et al. (1996) analizirali su srednje trijaske pojave magmatskih stijena u Transdanubijskom prostoru i utvrdili njihov kalcijsko-alkalijski i alkalijski tip magme. Kalcijsko-alkalijske i šošonitne magme u srednjetrijaskim magmatskim kompleksima određene su i na Alpskom području (Bechstädt et al., 1978). Nekoliko autora, primjerice Kuno (1959), Dickenson & Hatherton (1967) i Sugimura (1973) navode da se alkalnost magme povećava udaljavanjem od luka, ali u velikom broju slučajeva ovakva raspodjela nije ustaljena već se sastav mijenja i po pružanju lukova. Na ovakvu raspodjelu magmi utječu različite dubine i stupanj parcijalnog taljenja, što može dovesti do nastanaka magme različitog sastava neovisno o geometriji subdukcijske zone. Wilson (1989) navodi kako alkalne magme lučnih otoka često izbijajau na površinu kroz prethodno stvorene frakture u litosferi i povezane rasjede. Ista autorica navodi kako je uobičajeno da su mladi lukovi toleitnog sastava, dok su stariji sve bliži šošonitnom sastavu. Ovakva raspodjela mogla bi biti potvrđena paleogeografskom kartom srednjega trijasa. Vjerojatne varijacije u sastavima istraživanih srednjetrijaskih stijena proizlaze iz položaja

prema nekadašnjoj suturnoj zoni nastaloj ranijim subdukcijskim procesima i započetog riftnog sustava povezanog s nastankom Tetiskog oceana.

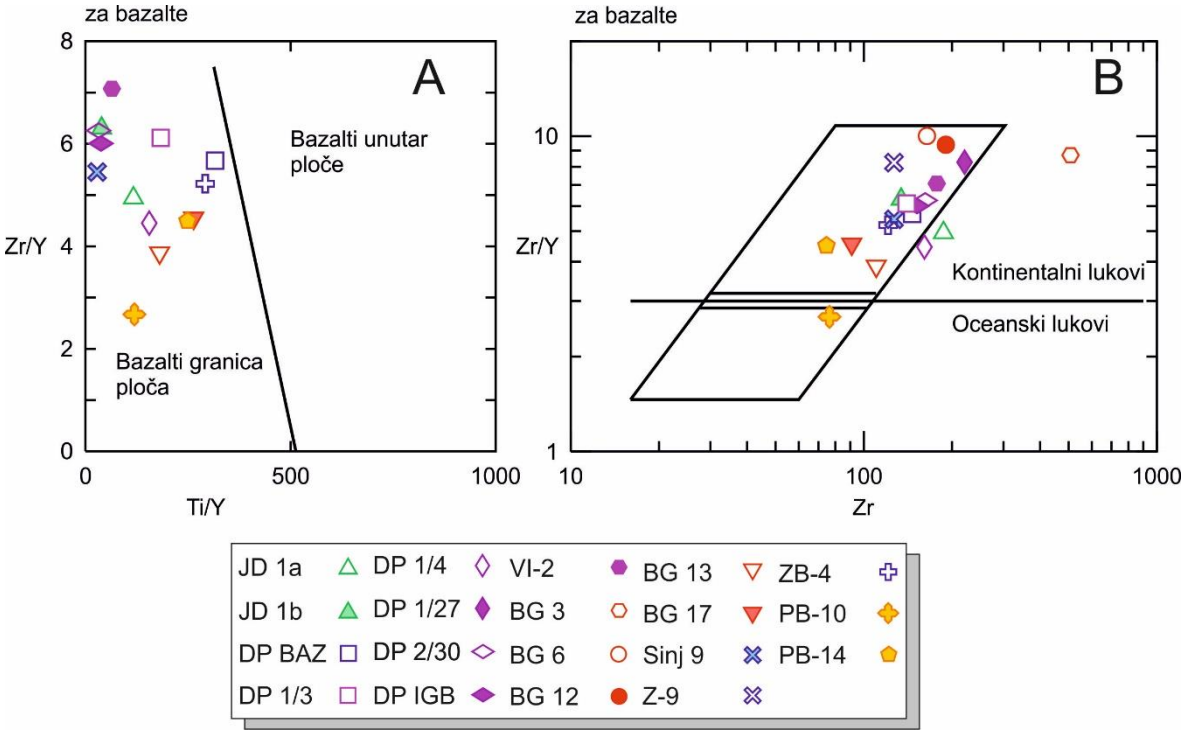


Slika 55. Dijagram za odredbu magmatske serije i stijena lučnog tipa (Peccerillo & Taylor, 1979)

6.4.5. GEOTEKTONSKI SKLOP

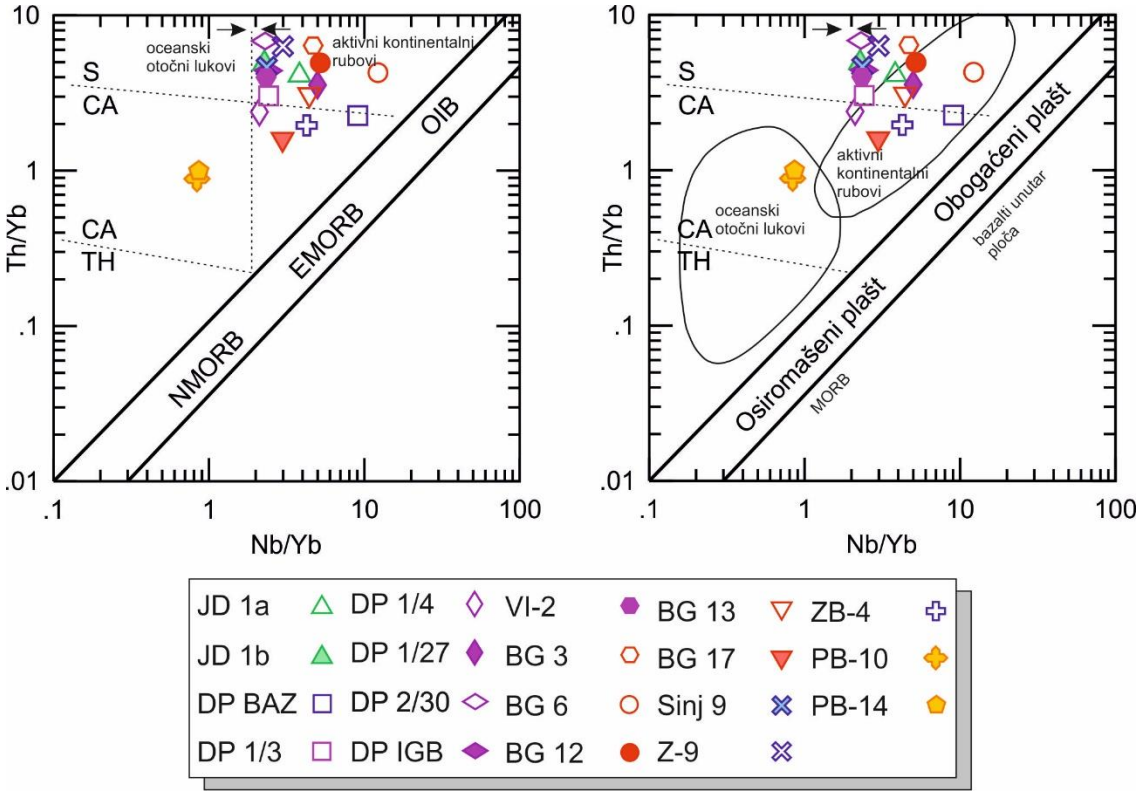
Dijagrami konstruirani za odredbu geotektonske pozicije geneze magmatskog, a time i vulkanoklastičnog materijala na temelju zastupljenosti elemenata u tragovima prikazani su na slici 56.a) Ti/Y vs. Zr/Y dijagram prema Pearce & Gale (1977) konstruiran je u svrhu odredbe bazaltnih magmi i geotektonske pozicije njihove geneze. Podijeljen je u dva područja koja označavaju bazalte nastale na granicama tektonskih ploča s nižim odnosima Ti/Y, i područje bazalta nastalih unutar ploča, za koje je karakteristično povećanje odnosa Ti/Y. Svi analizirani uzorci srednjetrijaskih vulkanoklastita projiciraju se u područje bazalta nastalih na granicama tektonskih ploča. Ovakav podatak je u skladu s ranije prikazanim dijagramima koji roditeljske magme istraživanih vulkanoklastita karakteriziraju kao produkte nastale u subdukcijskim procesima. Srednjetrijaski vulkanoklastiti na području Vanjskih Dinarida nastajali su na granicama tektonskih ploča i vrlo vjerojatno su povezani s destruktivnim tipovima granica, odnosno subdukcijama. Budući da je srednjetrijasko vrijeme na globalnoj razini obilježeno otvaranjem oceanskog prostora, subdukcijske procese u području Vanjskih Dinarida ne možemo povezati s glavnom riftnom zonom otvaranja Tetiskog ocenana. Neki autori su ovakve situacije interpretirali riftovanjem u području starije subdukcijeske zone nastale prilikom stvaranja Pangee (Crisci et al., 1984). U zonama subdukcija uobičajen je nastanak vulkanskih

lukova, pri čemu se razlikuju otočni i kontinentelni lukovi. Stoga je Zr vs. Zr/Y dijagram Pearce (1983) na slici 56.b) korišten kako bi se odredio tip vulkanskog lučnog prostora. Inkompatibilni elementi Zr i Y generalno se koncentriraju u kasnijim fazama frakcijske kristalizacije. Dijagram je podijeljen u dva područja, ovisno o tipu lučnih bazalta. Oni koji imaju niže omjere Zr/Y pripadaju oceanskim lukovima, dok su bazalti s višim omjerima Zr/Y karakteristični za kontinentalne lukove. U Zr vs. Zr/Y dijagramu svi istraživani uzorci, osim kristaloklastičnog tufa PB-10 projicirali su se u koninentalno lučno područje (slika 56b). Razlog projiciranja uzorka PB-10 u polje oceanskih lukova nije do kraja jasna. Eventulano prisustvo submikroskopskih minerala monacita ili ksenotima, u koje se ovaj element uobičajeno ugrađuje, povisuje količinu Y u analiziranim stijenama, a snizuje omjer Zr/Y. Činjanica da je većina uzoraka projicirana u područje kontinentalnih lukova upućuje na zaključak kako u srednjetrijaskom razdoblju nije bilo oceanske kore na području Vanjskih Dinarida, te je derivirani magmatski i vulkanoklastični materijal najvjerojatnije kontinentalnog podrijetla. Ako se vodimo idejom kako je srednjetrijasko razdoblje bilo obilježeno riftnom tektonikom povezanom s otvaranjem novog oceanskog prostora, tada ovaj podatak zahtjeva detaljnu i opreznu interpretaciju. Analizirane vulkanoklastične i vulkanske stijene imaju sastav kontinentalne kore, koji može upućivati na prvotnu fazu otvaranja rifta koji se formira na kontinentalnoj kori, bilo u morskim ili u kopnenim okolišima. Obzirom da su vulkanski lučni sustavi u srednjem trijasu do sada ustanovljeni samo na bazi geokemije ovakav podatak može se nadovezati na ranije konstatiranu tvrdnju o otvaranju rifta u području stare subdukcijske zone, povezane s nastankom superkontinenta Pangee.



Slika 56. Dijagrami elemanata u tragovima za odredbu geotektonske pozicije: a) Ti/Y vs. Zr/Y dijagram (Pearce & Gale, 1977) i b) Zr-Zr/Y dijagram (Pearce, 1983)

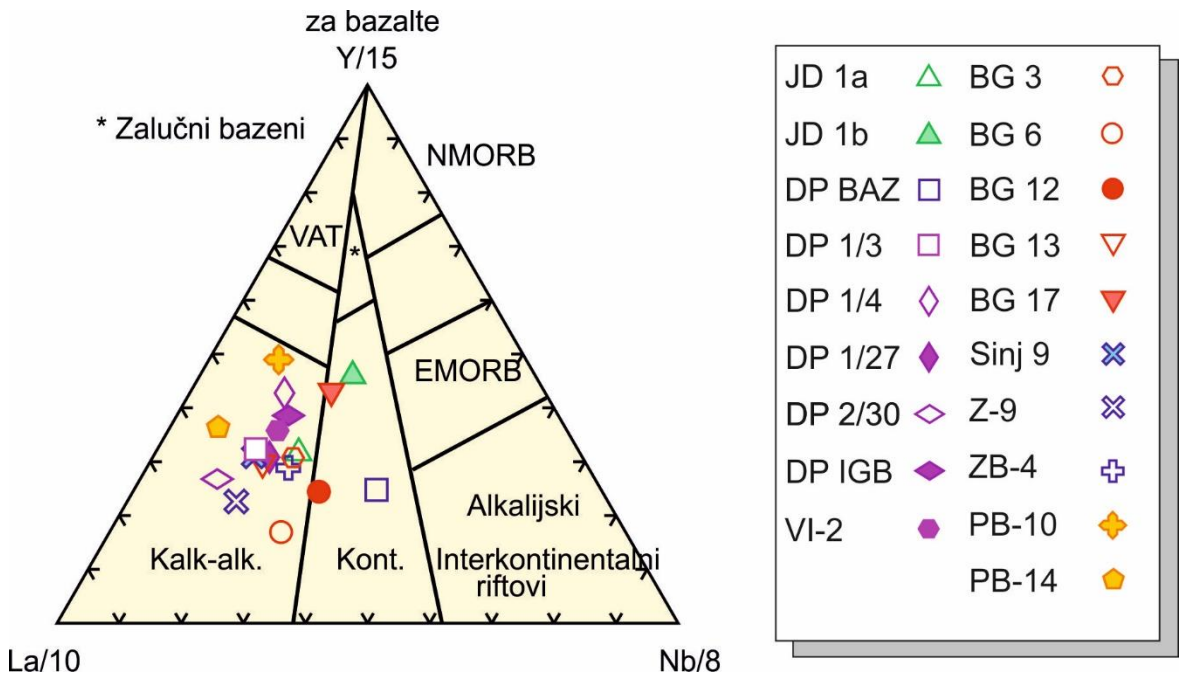
Jedan od novijih dijagrama za određivanje pripadnosti magme određenom geotektonskom okolišu je Nb/Yb vs. Th/Yb dijagram (Pearce, 2008) Iako je dijagram prvenstveno konstruiran za oceanske bazalte u njemu se jasno vidi grupiranje svih analiziranih uzoraka u područje kontinentalnih lučnih bazalta, osim uzoraka PB-10 i PB-14, koji se projiciraju u područje ocenaskih lukova. I u Ta/Y-Th/Yb dijagramu (Pearce, 2008) istraživani uzorci jasno se projiciraju u područje klontinentalnih lukova (slika 57). To jasno pokazujue kako srednjetrijaski efuzivi i vulkanoklastiti nemaju obilježja srednje-oceanskih grebena. Ovaj dijagram, iako ga treba uzeti s porezom, obzirom da je prvenstveno namijenjen za diskriminaciju bazaltnih magmi, podržava sve do sada raspravljene i prikazane podatke u ranijim dijagramima.



Slika 57. Dijagram Pearce, 2008 za determinaciju geotektonskog okoliša bazaltnih magmi s pozicijama projiciranog sastava analiziranih uzoraka. OIB – bazalti oceanskih otoka; EMORB - bazaltne magme s izvorištem u srednje oceanskom okolišu s kontinentalnim obogaćenjem; NMORB – bazaltne magme s izvorištem u srednje oceanskom okolišu s uobičajenim vrijednostima. S – šošonitna magma; CA – kalcijsko-alkalijska magma; TH – toleiitna magma.

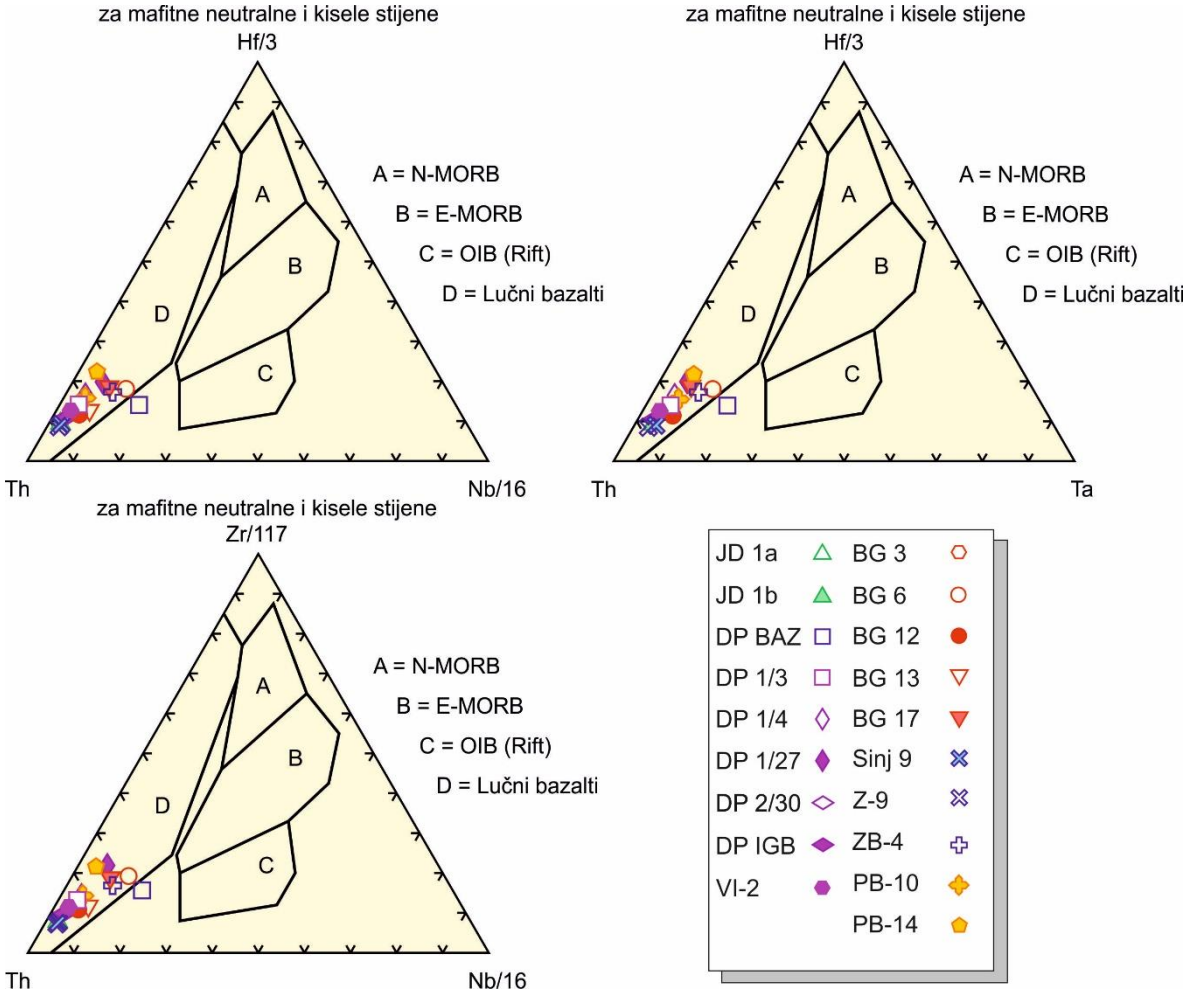
Dodatno, u La/10-Y/15-Nb/8 dijagramu od Cabanis & Lescolle (1989) koji se koristi za odredbu magmatske serije i geotektonske pozicije bazaltnih uzoraka (slika 58), analizirani uzorci se projiciraju u područje kalicijsko-alkalijske magme, i magme kontinentalnih područja. Ni u ovom dijagramu niti jedan od uzoraka se ne projicira u područje tipično za formiranje rifta.

Svi prikazani i komentirani rezultati i dijagrami sugeriraju tezu, da su srednjetrijaske vulkanske i vulkanoklastične stijene nastale u relativno specifičnim uvjetima s obzirom na geotektonsku situaciju na zapadnoj obali Tetisa u srednjetrijasko vrijeme. Isti podaci zabilježeni su i u okolnim područjima i imaju slična geokemijska obilježja (Crisci et al., 1984; Castellarin et al., 1988; Obenholzner, 1991; Harangi et al., 1996; Trubelja et al., 2004).



Slika 58. La/10-Y/15-Nb/8 dijagram prema Cabanis & Lescolle, (1989) za odredbu geotektonskog položaja i pripadnosti magmatskoj seriji.

Geotektonski diskriminacijski dijagrami prema Wood-u (1980) baziraju se na odnosima elemenata u tragovima (Th-Hf/3-Nb/16; Th-Hf/3-Ta; Th-Zr/117-Nb/16). Oni služe kao diskriminanta za bazaltne, ali i neutralne i kisele stijene pa će stoga biti prikazani kao najrelevantniji za odredbu analiziranih uzoraka u ovom radu (slika 59). Koncentracije elemenata u tragovima nisu podložne izmjenama tijekom trošenja i dijageneze. Oni rijetko formiraju vlastite minerale, već se najčešće uklapaju u kristalnu rešetku uobičajenih magmatskih petrogenih minerala. Wood-ovi dijagrami podijeljeni su u 4 područja : A = N-MORB (*Normal Mid Ocean Ridge Basalt* = normalan tip bazalta srednjeoceanskih grebena); B = E-MORB (*Enriched Mid Ocean Ridge Basalt* = obogaćeni tip bazalta srednjeoceanskih grebena); C = OIB (*Ocean Island Basalt* = bazalt oceanskog otoka); D = Arc Basalt (bazalt vulkanskih lukova). Promatranjem Wood-ovih dijagrama, (1980), jasno se vidi da se niti jedan od analiziranih uzoraka ne projicira u područje bazalta srednjeoceanskih grebena i ne sugerira riftnu geotektonsku poziciju nastanka magme za srednjetrijske vulkanoklastite. Uzorci naprotiv pokazuju jako dobro grupiranje u području D u sva tri Woodova dijagrama, koje označava područje vulkanskih lukova. Iz prikazanih dijagrama možemo zaključiti da se analizirani vulkanoklastiti geokemijski jako dobro grupiraju i bez sumnje ukazuju da je srednjetrijaska magma u Vanjskim Dinaridima povezana sa subdukcijskim procesima i nastankom lučnih bazalta. Ista interpretacija vidi se i iz ranije komentiranih dijagrama.



Slika 59. Geotektonski diskriminacijski dijagrami Th-Hf/3-Nb/16, Th-Hf/3-Ta i Th-Zr/117-Nb/16 prema Wood, (1980). A: N-MORB – normalan tip bazalta srednjeoceanskih grebena; B = E-MORB – obogaćeni tip bazalta srednjeoceanskih grebena ; C = OIB – bazaltne magme oceanskih otoka; D = Lučni bazalti – bazaltne magme vulkanskih lukova.

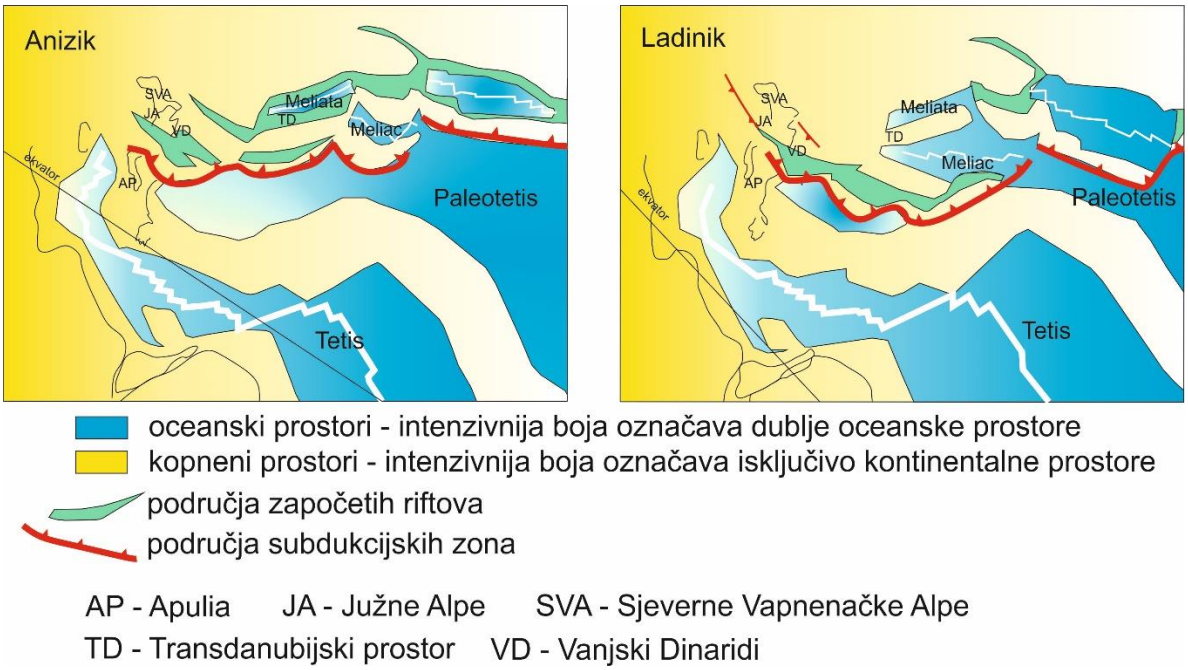
6.4.6. GENEZA MAGMATSKOG I VULKANOKLASTIČNOG MATERIJALA S PRIKAZOM PETROGENETSKOG MODELA

Za rekonstrukciju geneze magme koja je producirala srednjetrijaske vulkanoklastite u Vanjskim Dinaridima i formiranje petrogenetskog modela poslužili su svi prethodno navedeni i komentirani rezultati. U ovom poglavlju biti će raspravljeni sumirani rezultati s ciljem prikaza geotektonske pozicije Vanjskih Dinarida u srednjem trijasu i petrogenetskog modela nastanka magme koja je gerenirala različite tipove vulkanoklastičnih naslaga.

Dobiveni geokemijski podaci moraju biti detaljno i pažljivo protumačeni s obzirom na srednjetrijaski regionalni tektonski sklop (slika 60). Geološki i geotektonski gledano, u vrijeme srednjeg trijasa na području zapadne obale Tetisa došlo je do globalne morske transgresije koja je vrlo vjerojatno bila povezana s otvaranjem novog oceanskog prostora. Otvaranje Tetiskog oceana započelo je i ranije, u južnom dijelu Paleotetisa, između Cimerijskog podkontinetna i jugozapadene obale Pangee još na početku donjeg trijasa (Scotese, 2002; Stampfli & Borel, 2002, 2003). Napredovanje ovog riftnog sustava protezalo se prema sjeveru i okončano je u juri nastankom cijelovitog pravog oceanskog prostora - Tetisa. Osim ove glavne zone rifta, vrlo vjerojatno su postojali dodatni, sporedni pravci pucanja Pangee koji nisu u potpunosti zaživili. Uobičajeni riftni sustavi mogu započeti u više smjerova od kojih se u nekom trenu određeni smjerovi mogu prekinuti. Tako u sjeverozapadnom dijelu Paleotetisa postoje tri zabilježena riftna sustava u srednjem trijasu, a povezani su i istovremeni s glavnom riftnom fazom nastanka Tetiskog oceana - takozvani Vardarski ocean, Meliata oceana i Meliac ocean (Stampfli & Borel, 2002; 2003). Ovi prostori predstavljaju manje riftne sustave, koji u paleogeografskom smislu označavaju veće zaljeve nastale otvaranjem kontinentalnih ili plitkomorskih prostora te progradaciju mora u novonastala korita. Iz paleogeografskih rekonsturkcija (Scotese, 2002; Stampfli & Borel, 2002; 2003; Csontos & Vörös, 2004; Stampfli et al., 2013) vidljivo je kako je tijekom čitavog trijasa dolazilo i do subdukcijskih procesa unutar Paleotetistkog oceana pomicanjem Cimerijskog bloka prema sjeveroistoku. Ovaj proces subdukcije mogao je imati utjecaj i na prostor današnjih Vanjskih Dinarida, odnosno na genezu srednjetrijaske magme, kao i ranija subdukcija, koja je okončana nastankom Pangee, a završila je u permu hercinskom orogenezom (Crisci et al., 1984). U ovom procesu došlo je do subdukcije određenog dijela kore koja je dovedena u uvjete parcijalnog taljenja te je imala veliki utjecaj na sastav srednjetrijaske magme koja je generirala istraživane vulkanske i vulkanoklastične naslage kako u Vanjskim Dinaridima, tako i na čitavom zapadnom dijelu Tetisa (Južne Alpe, Unutarnji Dinaridi, Bükk, Transdanubija). Usporedbom ovih prostora moguće je zaključiti kako postoji i blaga promjena u kemizmu srednjetrijaskih magmi, pa su magme najbliže prijašnjim suturnim zonama između

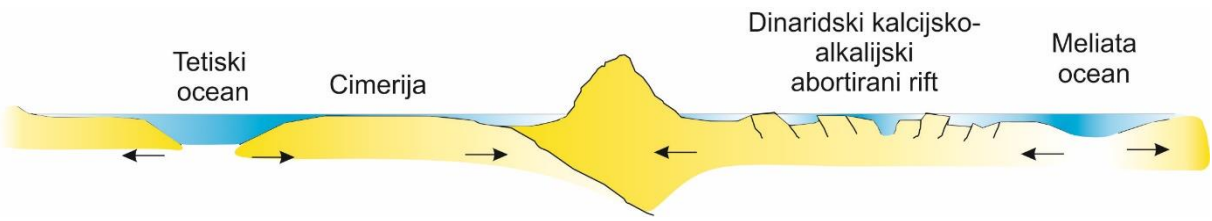
Gondwane i Laurazije najbogatije toleiitnom komponentom, dok udaljavanjem od ranijih subdukcijskih zona dominiraju magme kalcijsko-alkalijskog, te na posljetku šošonitnog sastava (Ferrara & Innocenti, 1974; Bechstadt & Brandner, 1978; Crisci et al., 1984; Castellarin et al., 1988, Wilson, 1989). Magme Dinarida su uglavnom kalcijsko-alkalijske (Lugović & Majer, 1983; Pamić, 1984; Garašić et al., 2006; Trubelja et al., 2004), dok su magme na današnjem prostoru Mađarske i na Transdanubijskom prostoru bliske toleiitnom sastavu (Harangi et al., 1996). Ovakva raspodjela magma vjerojatno ukazuje na bliskost ranijem luku i udjelu subduciranog materijala u nastanku nove taljevine. Tektonska aktivnost dovela je do nastanka više različitih intrakontinentalnih taložnih bazena u koje je odlagan različiti sedimentni materijal (silicklastični, karbonatni, vulkanoklastični, silicijski) ovisno o batimetriji i trenutnim okolišnim uvjetima.

Različite paleorekonstrukcije prikazuju različitu koncepciju tektonskih pokreta na prostoru zapadne obale Tetisa u srednjem trijasu (Dercourt et al., 1993; Stampfli & Borel, 2002, 2003; Scotese, 2002; Csontos & Vörös, 2004). Usporedbom navedenih vidljivo je da geotektonska situacija, a time i geotektonsko-petrogenetski model nastanka srednjetrijaske magme i s njom povezanih vulkanoklastita, nije jednostavan. Svi navedeni autori suglasni su kako se na zapadnoj obali Tetisa istovremeno odvijaju subdukcijski i riftni procesi. Prema ovim podacima jedan od riftnih pravaca u gornjem aniziku vjerojatno je prolazio duž današnjih Dinarida, ali je već u ladiniku zaustavljen (Stampfli & Borel, 2003).



Slika 60. Paleogeografska rekonstrukcija u vrijeme anizika i ladinika (modificirano prema Stampfli & Borel, 2003).

Prostor današnjih Dinarida bio je omeđen otvaranjem Tetiskog oceana s jugozapadne strane. Riftni procesi Tetisa gurali su Cimerijski blok i Paleotetis sjeveroistočno i vjerojatno dio pomicane ploče podvrgnuli subdukciji pod južnu obalu Laurazijskog dijela Gondwane (Scotese, 2002; Stampfli & Borel, 2002; 2003; Schmid et al., 2008). Ovi procesi subdukcije uzrokovali su zalučne riftne procese na sjevernom dijelu Paleotetisa i doveli do formiranja nekolicine manjih riftnih pojaseva, od čega je prvi povezan s nastankom Meliata oceana koji je u srednjem trijasu ograničavao područje Dinarida sa sjeverne strane. Na prostoru Dinarida također je započeo jedan od riftnih pravaca koji predstavlja zalučni riftni bazen povezan s ranije opisanom subdukcijom Paloetetisa, no obzirom na već otvoreni Melitata ocean na sjeveru, ta je subdukcija podrazumijevala pomicanje koninentalnog dijela ploče prema jugu. S južne strane, rifni procesi u nastanku Tetiskog oceana, koji su uznapredovali u ladiniku nadvladali su Dinarski rift na južnoj strani te je to dovelo do zatvaranja Dinarskog riftnog pravaca. Pojednostavljeni geotektonski i petrogenetski model zapadne obale Tetisa prikazan je na slici 61.



Slika 61. Pojednostavljeni petrogenetski i geotektonski model zapadne obale Tetisa u srednjem trijasu.

7. ZAKLJUČAK

Na nekoliko lokaliteta u Vanjskim Dinaridima uočene su i istražene vulkanoklastične naslage za koje se smatra da stratigrafski pripadaju srednjetrijaskom razdoblju. Terenskim istraživanjem zabilježena je i opisana njihova pojavnost i odnosi s različitim sedimentnim i vulkanksim stijenama. Provedeno istraživanje pokazalo je kako se na istraživanim lokalitetima pojavljuje više genetskih tipova vulkanoklastičnih naslaga koje imaju bitno različiti način postanka. Prisutne su naslage nastale različitim kombinacijama vulkanskih i sedimentoloških procesa. Utvrđeno je postojanje naslaga koje genetski pripadaju koherentnom vulkanskom facijesu efuzivnih magmatskih stijena, autoklastičnom facijesu nastalom fragmentacijom naslaga koherentnog facijesa, piroklastičnom facijesu vulkanskih eksplozivnih događaja, sineruptivno pretaloženom piroklastičnom facijesu koji podrazumijeva uključenost sedimentoloških procesa nedugo nakon eksplozivne erupcije i vulkanogenom facijesu nastalom dominantno sedimentološkim procesima s vulkanoklastičnim izvorištem materijala. Istraživanjem slijedova naslaga u kojima se pojavljuju različiti tipovi vulkanoklastičnih naslaga utvrđeni su različiti taložni okoliši, odnosno bazenski prostori obilježeni raznolikim izvorom materijala i različitom mogućnošću komunikacije s otvorenim oceanskim prostorom, najvjerojatnije uvjetovani paleoreljefnim batimetrijskim karakteristikama nastalim izdizanjem/spuštenjem blokova. Svi istraživani profili sedimentološki ukazuju na dubljevodni pelagički marinski okoliš. To dokazuju i prisutni pelagički fosili. Pritom se pelagički okoliš definira kao dublji marinski okoliš gdje je moguća komunikacija s otvorenim morem.

Profil snimljen na lokalitetu Donje Pazarište ukazuje na postojanje nekoliko epizoda piroklastične aktivnosti na kopnu i u plitkom moru prilikom čega se piroklastični materijal sineruptivno pretaloživao u dublje dijelove taložnog bazena. Završetak profila zabilježenog na ovom lokalitetu ukazuje na smirivanje vulkanske aktivnosi ili u donos materijala s veće udaljenosti i uspostavu dominantno karbonatne sedimentacije. Pojava facijesa piroklastičnog toka koji superpozicijski slijedi na opisanim sedimentima profila Donje Pazarište ukazuje da su na području egzistirali i kopneni i/ili plitkomorski taložni okoliši. Vrlo vjerojatno su se tijekom taloženja naslaga na lokalitetu Donje Pazarište događali tzv. blokovski tektonski pomaci. Povremeno se u istom slijedu talože vapnenačke breče čije taloženje je potaknuto tektonskom aktivnošću (potresi) i s kojom su moguće asocirane i freatomagmatske vulkanske erupcije. Tome svjedoče i sineruptivno pretaložene piroklastične naslage u kontaktu s vapnenačkim brečama. Taložni bazenski prostor nije bio izrazito dubok, ali je svakako od plitkomorskog prostora bio odijeljen izraženom padinom. Teksture slampiranja ukazuju na taloženje

karbonatnih naslaga na padinama. Dublji dijelovi bazena brzo se zapunjavaju raspoloženim materijalom koji je deriviran iz plićaka ili s kopna. Završetak istraživanog slijeda naslaga na lokalitetu Donje Pazarište obilježen je pojavom litoklastičnih vapnenaca i pekstona u izmjeni s centimetarskim slojevima tufitičnog materijala, vjerojatno donesenog iz distalnijih vulkanskih otvora.

Naslage facijesa piroklastičnog toka spomenute ranije, nastale su urušavanjem eruptiranog piroklastičnog stupca. Teksture staljivanja ukazuju na nastanak ili u kopnenim uvjetima ili u jako plitkim marinskim okolišima, što ide u prilog tektonskoj aktivnosti na terenu i vjerojatnom izronjavanju dijela prostora. Potvrda toga nalazi se i u transgresivnom kontaktu s gornjotrijaskim naslagama i pojavama boksita (Sokač et al., 1976). Pojava naslaga piroklastičnog toka zabilježena nedaleko od Donjeg Pazarišta, u okolici sela Brušane, vjerojatno je nastavak istog tipa naslaga iz okolice Donjeg Pazarišta. Razlika između ove dvije pojave staljenog piroklastičnog toka je u tome što je na lokalitetu Donje Pazarište ignimbrit smješten u plitko more prilikom čega je došlo do formiranja makroperlitne teksture naknadnom hidratizacijom, dok izostanak takve teksture u Brušanima ukazuje na smještanje u kopnenom okolišu.

Istraženi lokalitet Jovanović Draga sastoji se dominantno od autoklastičnih naslaga izdvojenih kao Facijes hijaloklastita u čijem su sastavu izdvojeni pretaloženi bazaltni hijaloklastiti i vitroklastični tuf Naslage nastaju kao produkt taloženja autoklastičnog i piroklastičnog materijala u obliku prstena oko vulkanskog otvora. Oba ova tipa vulkanoklastita nalaze se u genetskoj vezi s Koherentnim facijesom jastučastih olivinskih bazalta također istraženim na ovom lokalitetu. Olivinski bazalti su interpretirani izljevanjem lave na morskom dnu uz formiranje jastučastih formi. Procesima hlađenja bazaltnog izljeva u kontaktu s morskom vodom došlo je do nastanka fragmenata koji su niz novonastalu vulkansku padinu pretaloživani i zaobljivani tvoreći pretaložene bazaltne hijaloklastite. Piroklastični materijal interpretiran je taloženjem iz dubljih submarinskih freatomagmatskih erupcija. Postupnim udaljavanjem od vulkanskog otvara, iz kojeg je generiran izljev bazaltne lave, taložio se sve sitniji materijal, uključujući i vitroklastične tufove koji predstavljaju najdistalniji dio vulkanoklastičnog prstena. Karbonatni klasti derivirani su iz naslaga pelagičkih karbonata koje su se taložile na ovom prostoru prije bazaltnih izljeva. Stratigrafska odredba ovih naslaga nije moguća biostratigrafskim metodama, te je korelacija ovog s ostalim istraženim pojavama vulkanoklastita trenutno nejasna.

Lokalitet Bosansko Grahovo karakteriziraju izljevi lave u pelagički marinski okoliš. Dominiraju autoklastične naslage koje su kao i na lokalitetu Jovanović Draga nastale

fragmentacijom vulkanskih stijena u kontaktu s morskom vodom i taloženjem takvih fragmenata *in situ*, ili uz procese pretaloživanja sve distalnije od mjesta fragmentacije. Lokalitet Bosansko Grahovo od ostalih se razlikuje pojavom peperitnog facijesa i slabijim intezitetom piroklastične aktivnosti, odnosno izostankom velikih eksplozivnih erupcija. Peperitni facijes nastaje miješanje vodom zasićenih sedimenata i vruće lave tvoreći Facijes vapnenačkih peperita i Facijes brečokonglomeratnih peperita. Pojava pelagičkih vapnenaca ukazuje na smještaj ovih vulkanoklastičnih naslaga u dublji marinski okoliš. Izostanak eksplozivnih erupcija na ovom području moguće je povezati s dubinom morske vode, odnosno nemogućnošću generiranja velike količine volatila zbog utjecaja tlaka vodenog sutpca. Naslage piroklastičnog toka koje se na terenu u slijedu pojavljuju nakon vapnenačkih peperita generirane su iz istog vulkanskog otvora iz kojeg su kasnijim bazaltnim izljevom formirani bazaltni hijaloklastiti. Uočene odlike visokotepmeraturne devitrifikacije naslaga piroklastičnog toka objašnjava se kontaktom s vrućim magmatskim tijelom.

Taloženje vulkanoklastičnih naslaga na lokalitetu Zelovo obilježeno je freatomagmatskim erupcijama i sineruptivnim pretaloživanjem u dubljevodne prostore intrašelfnih korita. Na južnim obroncima Svilaje, na lokalitetima Zelovo 1 i Zelovo 2 uočena je pojava bazalta Koherentnog facijesa, Facijes sineruptivno pretaloženih tufova – *pietra verde* te Facijes silicificiranih karbonata. Na osnovi prisutnosti pelagičke biote vapnenaca (radiolarije i tankoljušturasti školjkaši), okoliš smještanja/taloženja ovih stijena interpretiran je kao dubljemorski. Nejasne jastučaste forme bazalta te kontakt s pelagičkim vapnencima (uočen na lokalitetu Zelovo 2) također ukazuju na smještanje u dubljevodni marinski okoliš. Bazaltni izljevi su vjerojatno uzrokovali intenzivnu silicifikaciju te u manjoj mjeri dolomitizaciju u Facijesu silicificiranih karbonata (FSK). Mikropetrografske karakteristike Facijesa sineruptivno pretaloženih tufova (profil Zelovo 1) kao i debljina jedinica ovog facijesa (ukupno 8 od 14 m) svjedoči o istovremenom postojanju silovitih erupcijskih događaja freatomagmatskog ili freatoplinijskog tipa. Takvi tipovi erupcije specifični su u okolišima gdje je moguć utjecaj vode nemagmatskog porijekla, čime se povećava udio volatila u magmatskoj komori. Freatomagmatske erupcije tada ukazuju da se vulkan iz kojeg je generiran piroklastični materijal nalazio u marinskom okolišu ili njegovoj neposrednoj blizini. Piroklastični materijal je najprije bio taložen u plićim dijelovima bazena, a potom turbiditnim tokovima pretaloživan u dublje marinske dijelove odnosno korita ili *simple-grabene* (Belak, 2000). Geokemijske karakteristike bazalta i Facijesa sineruptivno pretaloženih tufova ukazuju da su ova dva tipa stijena porijeklom vezana za istu magmu.

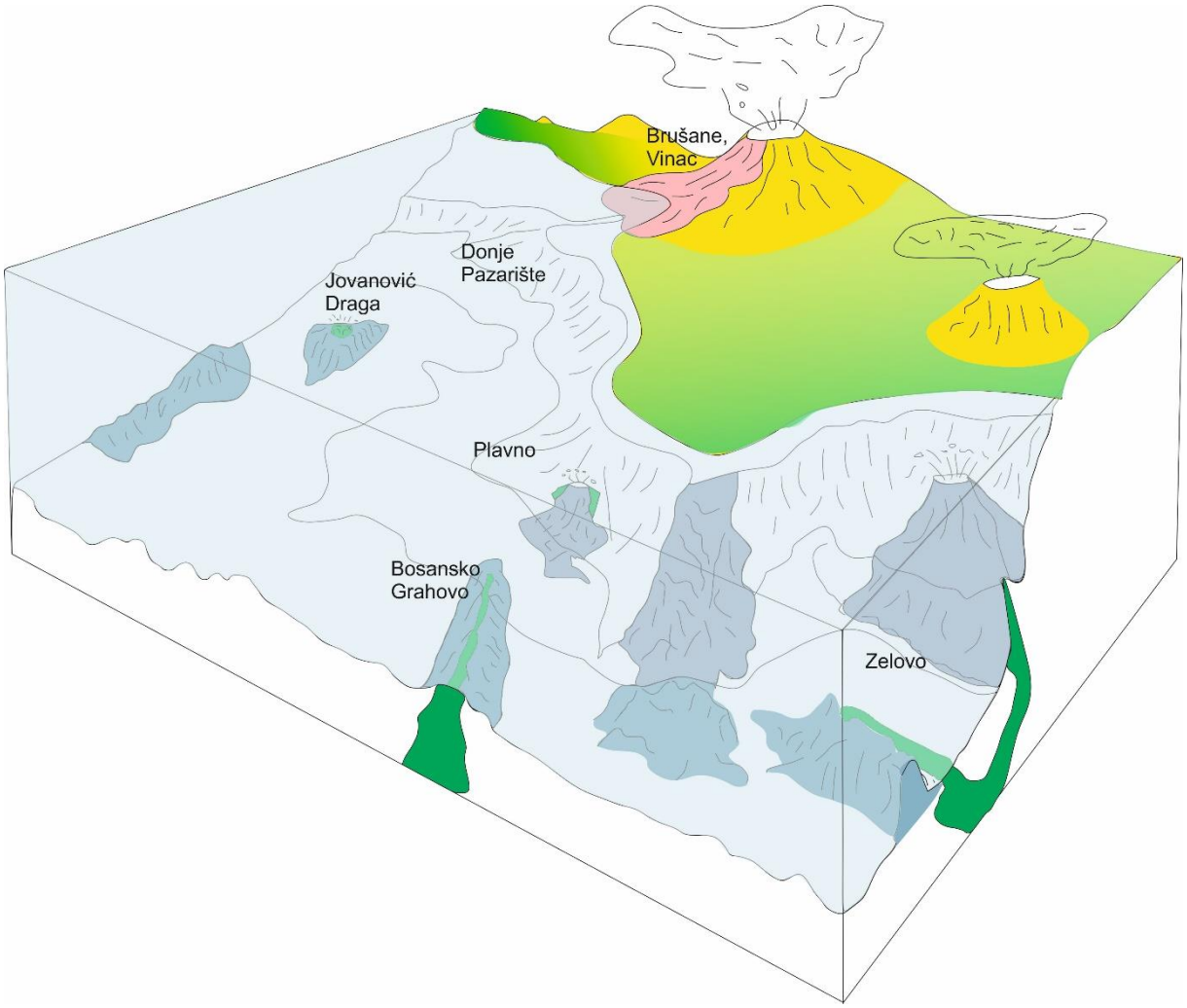
Na lokalitetu Plavno zabilježena je pojava piroklastičnih i vulkanogenih pješčenjaka s litoklastima bazičnog sastava. Sastav vulkanogenih pješčenjaka ukazuje na postojanje bazaltnih stijena u zaleđu, odakle je materijal potekao. Litoklastični tufovi sastavljeni dominantno od litoklasta nisko poroznog vulkanskog stakla piroklastičnog porijekla karakteristične su za eksplozivne erupcije slabijeg intenziteta neutralnog do bazičnog sastava. Ovakve erupcije vjerojatno su bile strombolskog tipa. Vitroklastični tufovi sastavljeni od pločastih i srpastih krhotina stakla nastale su također mehanizmom erupcija strombolskog tipa, a sav piroklastični materijal je taložen, s obzirom na prisustvo siderita, u reduktivnom marinskom pelagičkom bazenu. Slika 61. prikazuje pretpostavljenu rekonstrukciju područja Vanjskih Dinarida u srednjem trijasu s naznačenim istraživanim lokalitetima smještenim u taložne okoliše.

Litološka korelacija vulkanoklastičnih naslaga je kompleksna, budući da se na različitim lokalitetima pojavljuju genetski potpuno različite vulkanoklastične naslage, koje vremenski mogu biti povezane. Biostratigrafskim metodama utvrđeno je kako istraživane naslage pripadaju uglavnom kasno aniziškom i rano ladiničkom vremenskom rasponu. Na istraženim lokalitetima Donje Pazarište i Bosansko Grahovo konodontnim analizama utvrđena je starost donjeg i gornjeg ilirija. Na lokalitetu Zelovo Jelaska et al. (2003) i Balini et al. (2006) utvrdili su kako glavni horizont *„pietra verde“* tufova pripada *B.hungaricus* konodontnoj zoni koja se proteže od gornjeg fasanija do donjeg longobardija. Stratigrafska korelacija s naslagama istraživanim na lokalitetu Jovanović Draga nije moguća zbog nedostatka fosilnog sadržaja. Za sada je moguća samo pretpostavka da ovaj lokalitet predstavlja najraniji dio vulkanske aktivnosti u okolici Donjeg Pazarišta, te se od tada može pratiti razvoj vulkanizma od bazičnog (Jovanović Draga), preko neutralnog (Facijes sineruptivno pretaloženih piroklastita Donjeg Pazarišta – donji ilirij), do kiselog karaktera (Facijes slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka – gornji ilirij). Na lokalitetu Plavno konodontni elementi nisu pronađeni što nije bilo očekivano obzirom da se radi o sličnom taložnom okolišu kao i na ostalim lokalitetima. Biostratigrafska istraživanja provedena u ovom radu dokazuju da se glavna faza vulkanizma u Vanjskim Dinaridima događa u razdoblju od kasnog anizika (ilirija) do kasnog ladinika (labgobardija).

Rezultati geokemijskih istraživanja pokazali su kako su istraživane naslage dio jednog globalnog magmatskog događaja, pa možemo reći da su one geokemijski korelirane u jednu magmatsku jedinicu specifičnih karakteristika u odnosu na elemenate u tragovima i elemenate rijetkih zemalja. Takav globalni tektono-magmatski događaj posljedica je subdukcije Paleotetisa i otvaranja Neotetiskog/Tetiskog oceana. Analizom geokemijskih podataka uočeno je neslaganje s dosadašnjom paradigmom tektono-geoloških procesa u Vanjskim Dinaridima u

srednjem trijasu, za koji je opće prihvaćen model prisustva oceanskog rifta u tom razdoblju. Jednaka nepodudarnost zabilježena je i na širem prostoru zapadnog dijela Tetisa (Južne Alpe, Unutarnji Dinaridi, Transdanubija). Geokemijski podaci ukazuju na procese subdukcije i obogaćenje magme kontinentalnom korom, što nije uobičajeno u riftnim sustavima. Takvo nesuglasje podataka protumačeno je kao vjerojatni utjecaj ranije subdukcije na nastanak riftne magme koja je generirala vulkanske i vulkanoklastične stijene srednjega trijasa u Vanjskim Dinaridima, kao i na širem prostoru zapadne obale Tetisa.

Palinspastičke rekonstrukcije, od kojih je prikazana Stampfli & Borelova, (2003), slika 60, područje Dinarida u srednjem trijasu smještaju u blizinu rane suturne zone Gondwane i Laurazije, kuda se riftni sustav Tetisa širi prema sjeveru. Cimerijsko kopno označava plitki marinski okoliš koji se subdukcijom Paleotetisa, odnosno njegovim zatvaranjem približava južnom dijelu nekadašnje Laurazije. Ova subdukcija, i relativno bliska riftna zona Tetiskog oceana, stvorila je niz manjih riftnih sustava na južnom dijelu Laurazijskog kopna. Nekada se za manje riftne sustave smatralo da tvore 3 manja oceanska prostora, Meliata, Meliac (u srednjem trijasu) i Pindos (krajem trijasa). Danas se smatra kako su ti prostori predstavljali jedan oceanski prostor, budući Vardar ocean, iako se rasprave o toj hipotezi još uvijek vode (Channell & Kozur, 1997; Schmid et al., 2008; Robertson et al., 2013). Jedan od pravaca rifta mogao je prolaziti i prostorom današnjih Dinarida, no dokazi za postojanje oceanskog prostora u Vanjskim Dinaridima nisu pronađeni. Srednjetrijaski bazeni smatraju se kratkotrajno živućim kratkim riftu nalik fazama (?), a u njima su nastajale različite stijene, uključujući i vulkanoklastite. Vjerojatno se otvaranje ovog riftnog pravca nije odigralo u potpunosti zbog kompresijske aktivnosti na jugu, otvaranjem Tetisa i otvaranjem manjih riftnih sustava na sjevernoj obali Paleotetisa i njegove subdukcije. Time je riftni pravac preko Dinarida prekinut, a preko zapunjenih bazena u gornjem trijasu talože se karbonatne naslage platformskih okoliša. Pretpostavljeni model Vanjskih Dinarida u srednjem trijasu prikazan je na slici 62.



Slika 62. Pretpostavljena rekonstrukcija prostora Vanjskih Dinarida u srednjem trijasu s naznačenim istraživanim lokalitetima i pretpostavljenim taložnim okolišima.

8. LITERATURA

Allen, J.R.L. (1988): False pyroclastic texture in altered silicic lavas, with implications for volcanic-associated mineralization. *Econ Geol*, 83, 1424-1446.

Aljinović, D., Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B., Hrvatović, H. (2010): Characteristics of some Middle Triassic volcaniclastic rocks in the External Dinarides (Croatia and Bosnia and Herzegovina) Knjiga sažetaka (Abstract Book) / Horvat, Marija (ur.). - Zagreb: 4. Hrvatski Geološki kongres, Šibenik, Hrvatska, 14-15. 10. 2010.

Aljinović, D., Smirčić, D., Horacek, M., Richoz, S., Krystyn, L., Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. (2014): Evolution of the Early Triassic marine depositional environment in the Croatian Dinarides. In: Erbacher, J. (ed): Geophysical Research Abstracts, vol. 16, EGU 2014, Wienna, 10284-10284.

Anđelković, M. & Sudar, M. (1990): The importance of Triassic and Jurassic carbonate rocks for the structural features between Priboj and Sjenica, *XII Kongres geologa Jugoslavije, 1*, 33-42, Ohrid.

Aoki, K.I. & Shiba, I. (1973): Pyroxenes from Lherzolite Inclusions of Itinome-Gata, Japan. *Lithos*, 6, 41-51.

Balini, M., Jurkovšek, B., Kolar-Jurkovšek, T. (2006): New Ladinian ammonoids from Mt. Svilaja (External Dinarides, Croatia). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 112, 383-395.

Barić, Lj. (1968): Mineraloški sastav *pietra verde* u Vanjskim Dinaridima. *Simp. Asoc. Za* Dinaride, 165-175.

Barić, Lj., Golub, Lj. & Vragović, M. (1968): Eruptivi sjeverozapadnog dijela Dalmatinske zagore. *III Simp. Dinar. Asoc.*, 50, Zagreb.

Barić, Lj. (1969): Eruptivne stijene (albitizirani dijabazi) iz okolice Sinja u Dalmaciji. *Geol. Vjesnik*, 22, 349-410.

Belak, M. (2000): Postaja 2: profil Sutina-Zelovo Sutinsko; Kristaloklastični i vitoroklastični tufovi (pietra verde) s proslojcima silicificiranih dolomita, vapnenaca, tufita i rožnjaka. U: Jelaska, V., Benček, Đ., Matičec, D., Belak, M., & Gušić, I: Geološka povijest i strukturna evolucija Vanjskih Dinarida. - Vodič ekskurzija (Vlahović, I. & Biondić, R. Eds.). 2. hrv. geol. kongres, Cavtat-Dubrovnik, 6-9, IGI, Zagreb.

Belak, M., Koch, G., Grgasović, T., Vlahović, I., Velić, I., Sokač, B., Benček, Đ. (2005): Novi prinos stratigrafiji evaporitno-karbonatno-klastično-vulkanogenog kompleksa Komiškog zaljeva (otok Vis, Hrvatska). *Knjiga sažetaka 3. hrvatskog geološkog kongresa = Abstracts book of the 3th Croatian Geological Congress*. Velić, I., Vlahović, I. & Biondić, R. (ur.). Zagreb : Hrvatski geološki institut, 2005. 13-14.

Bechstädt, T.H. & Brandner, R. (1970): Das Anis zwischen St.Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser und Olanger Dolomiten, Südtirol): *Festband des Geologischen Institutes,* 300-Jahr-Feier Universität Innsbruck, 9-103.

Bechstädt, T. , Brandner, R., Mostler, H., Schmidt, K. (1978): Aborted rifting in the Triassic of Eastern and Southern Alps. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlugen,* 156, 157-178.

Berra, F. i Carminati, E. (2010): Subsidence history from a backstripping analysis of the Permo-Mesozoic succession in the Central Southern Alps (Northern Italy), *Basin Research*, 22, 952-975.

Bernardi, M., Avanzini, M. & Bizzarini, F.(2011): Vertebrate fauna from San Cassiano Formation (Early Carnian) of the Dolomites region, *Geo.Alp*, 8, 122-127.

Bosellini, A. (1967): La tematica deposizionale della Dolomia Principale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 86, 133-169.

Bosworth, W. (1987). Off-axis volcanism in the Gregory Rift, east Africa: Implications for models of continental rifting. *Geology* 15, 397–400.

Brack, P. & Muttoni, G. (2000): High resolution magnetostratigraphic and lithostratigraphic correlations in the Middle Triassic pelagic carbonates from the Dolomites (northern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161, 3-4, 361-380. Amsterdam

Brack, P., Rieber, H., Nicora, A. & Mundil, R. (2005): The global boundary stratotype section and point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (southern Alps, northern Italy) and its implications for the Triassic time scale. *Episodes*, 28, 233-244.

Brandner, R & Bechstädt, T. (1970): Carbonatic and clastic sediments correlated to syn-sedimentary tectonics, *Verh.Geol. B.-A.*, 4, 545-548.

Brandner, R. (1972): „Südalpines“ Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug) – (ein Betrag zur alpin-dinarischen Grenze). *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* 21, 143-162.

Brandner, R., Gruber, A. & Keim, L. (2007): Geologie der Westlichen Dolomiten: von der Geburt der Neotethys im Perm zu Karbonateplattformen, Becken und Vulkaniten der Trias. *Geo.Alp.* 4, 95-121.

Branney, M.J. & Kokelaar, P. (1992): A reapprisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bull. Volcanol.*, 54, 504-520.

Broglio-Loriga, C. (1967): Elenco dei fossili degli strati di S. Cassiano. – In: Leonardi P. (ed.): Le Dolomiti - Geologia dei monti tra l'Isarco e il Piave 1, 298-310.

Brusca, C., Gaetani, M., Jadoul, F., Viel, G. (1982): Ladinian-Carnian palaeogeography and metallogenesis of the Southern Alps. *Mem.Soc.Geol.Ital.* 22, 65-82.

Budai, T. & Vörös, A. (2006): Middle Triassic platform and basin evolution of the Southern Bakony mountnains (Transdanubian range, Hungary). *Rivista Italiana di Palaeontologia e Stratigrafia*, 112, 359-371. Milano

Bukovac, I., Šušnjar, M., Poljak, M., Čakalo, M. (1983): Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100 000, list Črnomelj. Institut za geološka istraživanja Zagreb, Savezni geol. zavod Beograd.

Bull, S.W. & Cas, R.A.F. (1991): Depositional controls and characteristics of subaqueous bedded volcaniclastics of the Lower Devonian Snowy River Volcanics. *Sedimentary geology*, 74, 189-215.

Busby-Spera, C.J. (1984): Large-volumen rhyolite ash flow eruptions and submarine caldera collapse in the lower Mesozoic Sierra Nevada, California. *Jour.Geophys.Res*, 89, 8417-8427.

Busby-Spera, C.J. (1986): Depositional features of rhyolitic and andesitic volcaniclastic rocks of the Mineral King submarine complex, Sierra Nevada, California. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 27, 43-76.

Busby-Spera, C.J. & White, J.D.L. (1987): Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bulletin of Volcanology*, 49, 765-775.

Buser, S. (1989): Development of the Dinaric and the Julian carbonate platforme and the intermediate Slovenian basin (NW Yugoslavia). *Mem.Sci.Geol.Ital.*, 40, 313-320.

Buser, S., Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B. (2008): The Slovenian Basin during the Triassic in the light of conodont data. *Boll.Soc.Geol.Ital.* 127, 257-263.

Cabanis, B., Lecolle, M. (1989): Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 309 (20), p. 2023-2029.

Cas, R.A.F. & Wright, J.V. (1987): Volcanic successions - modern and ancient. A geological approach to processes, products and successions. Chapman and Hall, 528 pp

Cashman, K.V. & Fiske, R.S. (1991): Fallout of pyroclastic debris from submarine volcanic eruptions. *Science*, 252, 275-279.

Castellarin, A. & Rossi, P.M.L. (1981): The Southern Alps: an aborted Middle Triassic mountain chain? *Eclogea. Geol. Helv.* 74, 2, 313-316.

Castellarin, A., Lucchini, F., Rossi, P.L., Selli, L., Simboli, G. (1988): The Middle Triassic magmatic-tectonic arc development in the Southern Alps. *Tectonophysics*, 146, 79-89.

Celarc, B., Goričan,, Š., Kolar-Jurkovšek, T. (2013): Middle Triassic carbonate-platform break-up and formation of small-scale half-grabens (Julian and Kamnik-Savinja Alps, Slovenia). *Facies*, 59, 583-610.

Channell, J.E.T. & Kozur, H.W. (1997): How many oceans? Meliata, Vardar and Pindos oceans of the Mesozoic Alpine palaeogeography. *Geology*, 25, 2, 183-186.

Chorowitz, J. (1977): Etude geologique des Dinarides le long de la structure transverale Split-Karlovac (Yugoslavie). *Societé Gêologique du Nord,* 1, 3-331.

Crisci, C.M., Ferrara, G., Mazzuoli, R., Rossi, P.M. (1984): Geochemical and geochronological data on Triassic volcanism in the Southern Alps of Lombardy (Italy): genetic implications. *Geol.Rundschau.*73, 279-292.

Cros, P. & Houel, P. (1983): Repartition and palaeogeographic interpretation of volcaniclastic and pelagic sediments of Livinallongo formation. *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck,* 13, 415-452.

Csontos, L. & Vörös, A. (2004): Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Charpatian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210, 1-56.

Dercourt, J., Ricou, L.E., & Vrielynck, B. (eds.) (1993): Atlas of Tethys palaeoenvironmental maps: Paris, Commision de le Carte géologique du monde, 307 pp + maps.

De Zanche, V., Gainolla, P., Mietto, P., Siorpaes, C. & Vai., P.R. (1993): Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). *Mem.Sci.Geol.,* 45, 1-27.

Dickinson, J. A. D. (1965): A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, v. 205, no. 4971, p. 587.

Dickenson, W.R. & Hatherton, T. (1967): Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. *Science,* 157, 801-803.

Dimitrijević, M.D. (1997): Geology of Yugoslavia. U: Karamata, S. & Krstić, B. (eds.) Geological institute GEMINI, Belgrade, 187 pp.

Dunham, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (ed.), Classification of carbonate rocks: *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1 p. 108-121.

Du Riche Preller, C. S. (1916): III.—The "Pietre Verdi" of the Piémontese Alps. *Geological Magazine* (Decade VI), 3, pp 156-163.

Ellis, M. & King, G. (1991) Structural control of flank volcanism in continental rifts. *Science* 254, 839–842.

Evamy, B.D. (1963): The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitisation. *Sedimentology*, v. 2, pp. 164-170.

Farabegoli, E. & Levanti, D. (1982): Triassic stratigraphy and microfacies of the Monte Pleros (Western Carnia, Italy). *Facies,* 6, 37-57.

Farabegoli, E., Levanti, D., Perri, M.C. & Veneri, P. (1984): M. Bivera formation: an atypical Middle Triassic „Rosso Ammonitico" facies from Southern Alps. *Giornale di Geologia,* 46, 2, 33-46.

Farabegoli, E., Jadoul, F. & Martines, M. (1985): Stratigrafia e paleogeografia Anisiche delle Alpi Gulie Occidentali (Alpi Meridionali – Italia). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia,* 91, 2, 147-196.

Ferrara, G. & Innocenti, F. (1974): Radiometric age evidence of the Triassic thermal event in the Southern Alps. *Geol.Rundschau,* 63, 572-581.

Fisher, R.V. (1960): Classification of volcanic breccias. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 71, 973-982.

Fisher, R.V. (1961): Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, 1409-1414.

Fisher, R.V. (1979): Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6; 305-318.

Fisher, R.V. & Schmincke, H.U. (1984): Pyroclastic Rocks. *Springer-Verlag*. Berlin. 472 pp.

Flügel, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Berlin, Heidelberg. *Springer-Verlag*, 976 pp.

Folk, R.L., (1959): Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 43, p. 1-38.

Francis, P.W. & Baker, M.C.W. (1978): Source of two large ignimbrites in the central Andes: some LANDSAT's evidence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4, 81-87.

Gaetani, M. (2010): From Permian to Cretaceous: Adria as pivotal between extensions and rotations of Tehtys and Atlantic Oceans. *Journal of the Virtual Explorer*, 36, paper 5.

Gaetani, M. & Gorza, M. (1989): The Anisian (Middle Triassic) Carbonate bank of Camorelli (Lombardy; Southern Alps), *Facies*, 21, 41-56.

Gallet, Y., Krystyn, L. & Besse, J. (1998): Upper Anisian to Lower Carnian magnetostratigraphy from the Northern Calcareous Alps (Austria). *J. Geophys. Res.* 103, 605-621. Washington.

Garašić, V., Vrkljan, M., Tadej, N., Majer, V., Đomlija, P., Garapić Šiftar, G. (2005): Volcanic Rocks of the Island Vis (Adriatic Sea, Croatia). *Knjiga sažetaka 3. Hrvatski geološki kongres = Abstract Book 3th Croatian Geological Congress.* Velić, I., Vlahović, I. & Biondić, R. (ur.). Zagreb : Hrvatski geološki institut, 2005. 37-38.

Garašić, V., Krkač, M., Lugović, B., Tadej, N., Vrkljan, M., Đomlija, P., Garapić-Šiftar, G., Majer, V. (2006): Petrological characteristics of Ladinian magmatic rocks from the External Dinarides (Vratnik, Croatia). *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beih. Z. Eur. J. Mineral. 18,* (eds.) R. Altherr, Stuttgart, 44-44. *84. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft.*

Gawlick, H.-J., Goričan, Š., Missoni, S. & Lein, R. (2012): Late Anisian platform drowning and radiolarite deposition as a consequence of the opening of the Neotethys ocean (High Karst nappe, Montenegro), *Bull.Soc.geol.France,* 183, 4, 349-358. Paris.

Gianolla, P., De Zanche, V. & Mietto, P. (1998): Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution. *Special publication SEPM.* 60, 719-747.

Golub, Lj. & Vragović, M. (1975): Eruptivne stijene dalmatinskih otoka (Vis, Jabuka i Brusnik). *Acta geol.,* 4, 341-350.

Goričan, Š., Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B. (2015): Palaeoecology of Middle Triassic low diversity radiolarian fauna from Mt. Svilaja (External Dinarides, Croatia). *14th Interrad Antaly an international conference on fossils and recent radiolarians* (Eds. Tekin, U.K., Tuncer, A.) 142-143.

Gradstein, F., Ogg, J. & Smith, A. (2004): A geological time scale 2004. *Cambridge University Press,* New York, 589 pp.

Grgasović, T. & Sokač, B. (2003): Review on fossil dasycladacean associations in the Triassic of Croatia. *Acta Micropalaeont. Sinica* 20, 75-79.

Grgasović, T., Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. (2007): Preliminary report on Ladinian dasycladacean algae from Mt. Svilaja (Croatia), In: Grgasović, T. & Vlahović, I. (eds.) 9th International Symposium on Fossil Algae, Croatia, 2007, Field trip guidebook and abstracts: Zagreb, Croatian Geological Survay, 226 p.

Grimani, I., Šikić, K. & Šimunić, An. (1972): Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100 000, list Knin. Institut za geološka istraživanja Zagreb, Savezni geol. zavod Beograd.

Grimani, I., Šikić, K. & Šimunić, An. (1975): Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100 000, Tumač za list Knin, Institut za geološka istraživanja Zagreb, Savezni geol. zavod Beograd, 61 p.

Haas, J. & Budai, T. (1995): Upper Permian-Traissic facies zones in the Transdanubian Range. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia,* 110, 249-266.

Haas, J., Kóvacs, S., Krystyn, L., Lein, R. (1995): Significance of Permian-Triassic facies zones in terrain reconstruction in the Alpine – North Panonnia domain, *Tectonophysics,* 242, 19-40.

Halamski, A.T., Bitner, M.A. Kaim, A., Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B. (2015): Unusual brachiopod fauna from the Middle Triassic algal meadows of Mt.Svilaja (Outer Dinarides, Croatia). *Journal of Paleontology*, 89, 4, 553-575.

Harangi, Sz., Szabó, Cs., Józsa, S., Szoldán, Zs., Árváné Sós, E., Balla, M. & Kubovics, I. (1996): Mesozoic igneous suites in Hungary: implications for genesis and tectonic setting in the nortwestern part of Tethys. *Int. Geol. Rev*., 38, 336–360.

Heiken, G.H. (1974): An atlas of volcanic ash. *Smithsonian. Contr. Earth Sciences.* 12, 1-101.

Herak, M. (1974): Paläogeographie und Fazies-Entwicklung während der Trias in den Dinariden Kroatiens. *Schriftr. Erdwiss. Komm. Osterr. Akad. Wiss., Springer-Verlag,* Wien, New York, 2, 101-106.

Hinterlacher-Ravnik, A. (1965): Magmatske kamni v grödenskih skladih v Sloveniji, *Geologija*, 8, 190-224.

Honnorez, J. & Krist, P. (1975): Submarine basaltic volcanism: morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs. *Bull. Volcanol.* 39, 441-465.

Houghton, B.F. & Hackett, W.R. (1984): Strombolian and phreatomagmatic deposits of Ohakune Craters, Ruapehu, New Zealand: a complex interaction between external water and rising basaltic magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 21, 207-231.

Hounslow, M.W., Hu, M., Mørk, A., Weitschat, W., Vigran, J.O., Karloukovski, V. & Orchard, M.J. (2007): Intercalibration of Boreal and Tethyan timescales: the magneto-biostratigraphy of the Botneheia Formation (Middle Triassic) and the late Early Triassic, Svalbard (arctic Norway): polar research. In: The Global Triassci (eds.): S.G. Lucas & J.A. Spielmann. *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin,* 41, 68-70.

Howells, M.F., Leveridge, B.E., Addison, R., Evans, C.D.R. & Nutt, M.J.C. (1979): The Capel Curig Volcanic Formation, Snowdonia, North Wales; variations in ash-flow tuffs related to emplacement environment. *Geol.Soc.London Spec.Pub,* 8, 611-618.

Howells, M.F., Campbell, S.D.G. & Reedman, A.J. (1985): Isolated ponds of subaqueous welded ash-flow tuff: a distal facies of the Capel Curing Volcanic Formation (Ordovician), North Wales. *Geol Mag,* 122, 175-180.

Howells, M.F., Reedman, A.J. & Campbell, S.D.G. (1986): The submarine eruption and emplacement of the Lower Rhyolitic Tuff Formation (Ordovicaian), N Wales. *Jour. Geol. Soc. London,* 143: 411-423.

Howells, M.F., Reedman, A.J. & Campbell, S.D.G. (1991): Ordovician (Caradoc) marginal basin volcanism in Snowdonia (northwest Wales). *British Geological Survey, London,* 191 p.

Hrvatović, H. (2006): Geological guidebook through Bosnia and Herzegovina. Ars Grafika, Tuzla, 172 str.

Hrvatović, H., Aljinović, D., Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. (2011): Petrografske karakteristike srednjetrijaskog vuklanogeno-sedimentnog kompleksa Vanjskih Dinarida Bosne i Hervecovine i Hrvatske. U: Šarić, Ć. (ur): Zbornik sažetaka II. Savjetovanje geologa Bosne i Hercegovine, Sarajevo, 43-44.

Irvine, T.N. & Barager, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can.J.Earth Sci,* 8, 523-548.

Ivanović, A., Sakač, K., Marković, S., Sokač, B. (1973): Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100 000, list Obrovac. Institut za geološka istraživanja Zagreb, Savezni geol. zavod Beograd.

Izett, G.A. (1981): Volcanic ash bed: records of Cenozoic silicic pyroclastic volcanism in Western United States. *Jour. Geophys. Research,* 86, 10200-10222.

Japundžić, D. (2011): Značaj roda *Acrochordiceras* HYATT, 1987 za visoku stratigrafsku razlučivost srednjeaniziđkih vapnanaca Like (Hrvatska). U: Šarić, Ć. (ur): Zbornik sažetaka II Savjetovanje Geologa Bosne i Hercegovine, Sarajevo, 33-35.

Jelaska, V., Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B., Gušić, I. (2003): Triassic beds in the basement of the Adriatic-Dinaric carbonate platform of Mt.Svilaja (Croatia). *Geologija,* 46/2, 225-230.

Keim, L. & Neri, C. (2005): Formazione di S. Cassiano. In: Cita Sironi, M.B. Abbate, E., Balini, M., Conti, M.A., Falorni, P., Germani, D., Groppelli, G., Manetti, P. & Petti, F.M. (eds.): Carta Geologica d'Italia – 1 : 50 000. Catalogo delle Formazioni, Unitá tradizionali. Quaderni serie III, Fascicolo VI., pp. 49-55, APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia.

Kokelaar, P. (1986): Magma-water interactions in subaqueous and emergant basaltic volcanism. *Bulletin of Volcanology,* 48, 275-291.

Kokelaar, P. & Busby, C. (1992): Subaqueous explosive eruption and welding of pyroclastic deposits. *Science*, 257, 196-201.

Kolar-Jurkovšek, T. (1983): Srednjetriasni konodonti Slovenije. *Rudarsko-metalurški zbornik,* 30, 324-364.

Kolar-jurkovšek, T. (1990): Mikrofavna srednjega in zgornjega triasa Slovenije in njen biostratigrafski pomen. *Geologija,* 33, 21-170.

Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B. & Balini, M. (2006): Conodont zonation of the Triassic basement of the Adriatic-Dinaric carbonate platform in Mt.Svilaja (External Dinarides, Croatia). In: Purnell, M., Donoghue, P., Aldridge, R. & Repetski, J. International Conodont Symposium 2006, Programme & Abstracts, 48-48. Leicester.

Korolija, B., Živaljević, T., Šimunić, A. (1979): Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100 000, list Slunj. Institut za geološka istraživanja Zagreb, Savezni geol. zavod Beograd.

Kossmat, F. (1924): Geologie der zentralen Balkanhalbinsel, Kriegsschlauplätze, 1914-1918, geologisch dargestellt. Heft 12, 1-198, Berlin.

Kovács, S., Sudar, M., Karamata, S., Haas J., Péró, C., Grădinaru, E., Gawlick, H-J., Gaetani, M., Mello, J., Polák, M., Aljinović, D., Ogorelec, B., Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B. & Buser, S. (2010): Triassic environments in the Circum-Pannonian Region related to the initial Neotethyan rifting stage. In: Vozár, J., Ebner, F., Vozárova, A.; Haas J.; Kovács, S.; Sudar, M.; Bielik, M. & Péró, C. (eds.): Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region. *Slovak Academy of Sciences, Geological Institute,* 87-156. Bratislava.

Kovács, S., Sudar, M., Grădinaru, E., Gawlick, H.-J., Karamata, S., Haas, J., Péró, C., Gaetani, M., Mello, J., Polák, M., Aljinović, D., Ogorelec, B., Kolar-Jurkovšek. T., Jurkovšek, B. & Buser, S. (2011): Triassic Evolution of the Tectonostratigraphic Units of the Circum-Pannonian Region, *Jb.Geol.B.-A.,* 151, 199-280.

Krystyn, L. & Lein, R. (1996): Triassische Becken- und Plattformsedimente der öslichen Kalkalpen. In: Exkursionführer 11. Sedimentologentreffen Wien, *Ber Geol BA, Wien,* 33, 23 pp.

Krystyn, L. (2008): The Hallstatt pelagics – Norian and Rhaetian Fossillagerstaetten of Hallstatt. *Berichte Geologischen Bundesanstals,* 76, 81-98.

Kuno, H. (1959): Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bulletin of Volcanology*, 20, 37-76.

Kustatscher, E. & Roghi, G. (2006): Anisian palynomorphs from the Dont formation of the Kühweisenkopf/Monte Prá Della Vacca Section (Norther Italy). *Micropalaeontology*, 52, 223 – 244.

LeBas, M.J. (1962): The role of aluminium in igneous clinopyroxene with relation to their parentage. *Am. J. Sci.*, 260, 267-288.

LeBas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Jour. Pet.* 27:745-750.

Ledbetter, M.T. & Sparks, R.J.S. (1979): Duration of large-magnitude explosive eruptions deduced from graded bedding in deep-sea ash layers. *Geology*, 7, 240-244.

Lein, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. In: Flügel, H. W. & Faupl, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps. 85-102, Vienna.

Lein, R., Krystyn, L., Richoz, S. & Lieberman, H. (2012): Middle Triassic platform/basin transition along the Alpine passive continental margin facing the Tethys Ocean – the Gammstein: the rise and fall of a Wetterstein Limestone Platform (Styria, Austria), Field Trip Guide, 29th IAS Meeting of Sedimentology, Schladming, Austria. *Journal of Alpine Geology*, 54, 471-498.

Lofgren, G (1971): Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *J. Geophys. Res.*, 76, 5635-5648.

Lugović, B. & Majer, V. (1983): Eruptivi Senjske drage (Vratnik) kod Senja (SR Hrvatska, Jugoslavija). *Geološki vjesnik*, 36, 157-181.

Lugović, B., Alther, R., Marjanac, T., Meyer, H.-P. (1998): Orogenic signature in late Cenozoic volcanic rocks from the northern External Dinarides, Croatia, *Acta Vulcanologica*, 10 (1), 55-65.

Lugović, B., Aljinović, D., Preglej, A.: Geokemijske i sedimentološke karakteristike ignimbritnih pojava u okolici Brušana u Lici (Hrvatska, (neobjavljeno).

Maccaferri, F., Rivalta, E., Keir, D. & Acocella, V. (2014): Off-rifting volcanism in rift zones determined by crust unloading, *Nature Geosciences*, 7, 297-300.

Manfrin, S., Mietto, P. & Preto, N. (2005): Ammonoid biostratigraphy of the Middle Triassic Latemar platform (Dolomites, Italy) and its correlation with Nevada and Canada. *Geobios*, 38, 477-504.

Marci, V., Pleteš, G., Bosak, Ž. i Šatara, D. (1991): Prvi nalaz akrecionih lapila u trijaskim naslagama kod Donjeg Pazarišta. *Geološki vjesnik*, 43, 113-121.

Marić, L (1936): Amfibolski porfirit sa Vratnika nad Senjom. *Glas. Hrv. Prirod. Druš.* 41/48, 149-155.

Marić, L. (1976): Gabro kod Jablanice n/N u svjetlosti novih istraživanja. *Geol. glas.*, 21, 71-76.

Marjanac, T. (2000): Triassic of Dalmatia – Evidence of a failed rift (Muć section). *PANCARDI 2000, Vijesti Hrv. geol. dr.*, 37/2: 117-126.

McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. (1993): Volcanic textures – A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania. 198 pp.

Mietto, P., Manfrin, S., Preto, N., Rigo, M., Roghi, G., Furin, S., Gianoll, P., Posenato, R., Muttoni, G., Nicora, A., Buratti, N., Cirilli, S., Spötl, C., Ramezani, J. & Bowring, S.A. (2012): The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Carnian Stage (Late Triassic) at Prati Di Stuores/Stuores Wiesen Section (Southern Alps, NE Italy). *Episodes*, 35, 3, 414-430.

Missoni, S., Steiger, T. & Gawlick, H.-J. (2001): Das Gschirrkopffenster in den Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland) und seine Interpretation: Neuergebnisse auf der Basis von stratigraphischen und faziellen Untersuchungen. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.,* 45, 89-110.

Missoni, S., Gawlick, H.-J., Sudar, M.N., Jovanović, D. & Lein, R. (2012): Onset and demise of the Wetterstein Carbonate Platform in the mélange areas of the Zlatibor Mountain (Sirogojno, SW Serbia), *Facies*, 58, 95-111. Berlin.

Morimoto, N. (1988): The Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52, 425-433.

Mundil, R., Brack, P., Meier, M., Rieber, H., and Oberli, F., (1996): High resolution U-Pb dating of Middle Triassic volcaniclastics: Time-scale calibration and verification of tuning

parameters for carbonate sedimentation: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 141, p. 137-151.

Myers, B.M. & Brantley, S.R. (1995): Hazardous phenomena at Volcanoes. Report, *US Geological Survay*, 2 p.

Ninkovich, D., Sparks, R.S.J. & Ledbetter, M.T. (1978): The exceptional magnitude and intensity of the Toba eruption, Sumatra: an example of the use of deep-sea tephra layers as a geological tool. *Bulletin of Volcanology*, 41, 286-298.

Obenholzner, J.H. (1991): Triassic volcanogenic sediments from the Southern Alps (Italy, Austria, Yugoslavia) – a contribution to the „Pietra verde“ problem. *Sedimentary Geology*, 74, 147-171.

Ogg, J.G., Ogg, G. & Gradstein, F.M. (2008): The Concise Geological Time Scale, *Cambridge University press*, New York, USA, 177 pp.

O'Hara, M.J. & Mathews, R.E. (1981): Geochemical evolution in an advancing, periodically repleanished, periodically tapped, continously fractionated magmatic chamber. *J. Geol. Soc. London*, 138, 237-277.

Orton, G., Howells, M. & Fritz, B. (1990): Excursion F: Cwm Eigiau, Pitts Head Tuff, Lower Rhyolitic Tuff and Bedded Pyroclastic Formations – shallow marine olcaniclastic sedimentation about primary extrusive volcanic rocks, Cwm Bochlwyd-Cwn Cneifion-Cwn Idwal. *In Volcanogenic Sedimentation in Ancient Terrains*, Field Guide II, IAVCEI/IAS Field Workshop 1990, 47-58.

Palinkaš, L. A., Borojević Šoštarić, S., Strmić Palinkaš, S., Crnjaković, M., Neubauer, F., Molnar, F., Bermanec, V. (2010): Volcanoes in the Adriatic Sea: Permo-Triassic magmatism on the Adriatic-Dinaridic carbonate platform. *Acta mineralogica-petrographica*. 8, 1-15.

Pamić, J. (1982): Trijaski magmatizam Dinarida, *Nafta, Spec. Publ*. Zagreb, 236 p.

Pamić, J. (1984): Triassic magmatism of the Dinarides in Yugoslavia. *Tectonophysics*, 109, 273–307.

Pamić, J. (2000): Triassic Jablanica gabbro pluton in north Hercegovina. In: Pamić, J. & Tomljenović, B. (eds.): Outline of the geology of the Dinarides and South Tisia. 77-80, Zagreb.

Pamić, J. & Balen, D. (2005): Interaction between Permo-Triassic rifting, magmatism and initiation of the Adriatic-Dinaridic carbonate platform (ADCP), *Acta geol. Hung*. 48, 2; 181-204.

Papeš, J., Magaš, N., Marinković, R., Sikirica, V., Raić, V. (1982): Osnovna geološka karta SFRJ, list Sinj, 1:100 000 K 33-10, Institut za geološka istraživanja Zagreb, Savezni geološki zavod, Beograd.

Pearce, J. A., Gale, G. H., (1977): Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. In: *Volcanic processes in ore genesis*, p. 14-24, Inst. Mining Metallurg., London, United Kingdom.

Pearce, J.A., Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins; Continental basalts and mantle xenoliths; papers prepared for a UK Volcanic Studies Group meeting at the University of Leicester", *UK Volcanic Studies Group meeting; Continental basalts and mantle xenoliths, Leicester* Shiva Publ., Nantwich, United Kingdom (GBR),

Pearce, J.A. (1996): A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Bailes, A.H. Christiansen, E.H., Galley, A.G., Jenner, G.A., Keith, Jeffrey D., Kerrich, R., Lentz, David R., Lesher, C. M., Lucas, Stephen B., Ludden, J.N., Pearce, J.A., Peloquin, S.A., Stern, R.A., Stone, W.E., Syme, E.C., Swinden, H.S., Wyman, D.A., (eds.): *Trace element geochemistry of volcanic rocks; applications for massive sulphide exploration, Short Course Notes* - Geological Association of Canada, 12, p. 79-113.

Pearce, J.A. (2008): Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* v. 100, p. 14-48

Peccerillo, A. & Taylor, S.R., (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribs. Mineral. Petrol*. 58:63-81.

Petek, T. (1998): Skitske in anizijske plasti v kamnolomu Hrastenicah in pomembne najdbe zgornjeanizijskih fosilov. *Geologija*, 40, 119-151.

Petković,K. (1961): Le carte tectonique de la RFP Yugoslavie – *Glas. srb. akad. nauka* 149, 22, 129-144.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R. (1972): Sand and sandstone. 553 pp, New York (Springer).

Piller, W., Egger, H., Erhart, C.W., Gross, M., Harzhauser, M., Hubmann, B., van Husen, D., Krenmayr, H.-G., Krystyn, L., Lein, R., Lukender, A., Mandl, G.W., Rögl, F., Roetzel, R., Rupp, C., Schnabel, W., Schönlaub, H.P., Summesberger, H., Wagereich, M. & Wessely, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). 1. Aufl., Wolkersdorf (Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs der Österreichischen Akademie der Wissenschaft und Österreichischen Stratigraphische Kommission).

Pisa, G. (1974): Paleoenvironmental and palaeostructural reconstruction of medium Trias carbonate platform deposits of Southwestern Carnic Alps, *Mem.Soc.Geol.It.* 13, 35-83.

Poljak, J. & Tajder, M. (1942): Bazalt Čemerikovca kraj Donjeg Pazarišta u Velebitu. (*Basalt vom Čemerikovac bei Donje pazarište im Velebit Gebirge*): *Vjesnik Hrvatskog drž. geol. zavoda*, Hrvatski državni geološki muzej, 1, 93-103.

Preglej, A. (2006): Petrogenetske značajke dacitnih piroklastičnih stijena okolice Brušana, Rudarsko-geološko-naftni fakultet, Sveučilište u Zagrebu, diplomski rad, 56 str.

Preto, N., Spötl, C., Guaiumi, C. (2009): Evaluation of bulk carbonate d13C data from Triassic hemipelagites and the initial composition of carbonate mud, *Sedimentology,* 56, 1329–1345.

Prlj, N. & Murđenović, V. (1988): Srednjotrijaski amoniti iz područja Pribudića. *Geološki vjesnik,* 41, 15-24.

Ragan, D.H. & Sheridan, M.F. (1972): Compaction of Bishop Tuff, California. *Geol. Soc. Am. Bull,* 83, 95-106.

Raić, V., Papeš, J., Sikirica, V., Magaš, N. (1982): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, Tumač za list Sinj K 33-10. Institut za geološka istraživanja Zagreb, Savezni geološki zavod, Beograd, 48p.

Reedman, A.J., Howells, M.F. Orton, G. & Campbell, S.G.D. (1987): The Pitts Head Tuff Formation: a subaerial to submarine welded ash-flow tuff of Ordovician age, North Wales. *Geol. Mag.* 124, 427-439.

Reihle, J.R. (1973): Calculated compaction profiles of rhyolite ash flows. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 84, 2193-2216.

Robertson, A.H.F., Trivić, B., Đerić, N.,Bucur, I.I. (2013): Tectonic development of the Vardar ocean and its margins: Evidance from theRepublic of Macedonia and Greek Macedonia. *Tectonophysics,* 595, 25-54.

Rollinson, H.R. (1993): Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation. *Person Education Limited,* UK, 352 pp.

Ross, C.S. & Smith, R.L. (1955): Water and other volatiles in volcanic glasses. *Am. Mineral.,* 40, 1071-1089

Ross, C.S. & Smith, R.L. (1961): Ash flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. *US Geol. Surv. Prof. Pap.,* 366, 81pp.

Sakač, K. (1992): *Discoptychites oenensis* n.sp. and the accompanying ammonite fauna from Anisian deposits in Brotinja, Lika, Central Croatia. *Natura Croatica, Hrv. prirodoslov. muzej Zagreb,* 27-40.

Salaj, J., Borza, K. & Samuel, O. (1983): Triassic foraminifera of the Western Charpatians. Geologický ústav Dionýsa Štúra. Bratislava, 213 pp.

Salopek, M. (1942): On the Upper Palaeozic of Velebit Mts. in the vicinity of Brušane and Baške Oštarije (*O gornjem paleozoiku Velebita u okolini Brušana i Baških Oštarija)*. Rad HAZU, 274, Zagreb, 218-282. – *in Croatian*

Schefer, S., Egli, D., Missoni, S., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Gawlick, H.-J., Jovanović, D., Krystyn, L., Lein, R., Schmid, S.M. & Sudar, M.N. (2010): Triassic metasediments in the Internal Dinarides (Kopaonik area, South Serbia): stratigraphy, palaeogeography and tectonic significance. *Geologica Carpathica,* 61, 2, 89-109.

Schlager W, & Schollnberger, W. (1975): Das Prinzip der stratigraphischen Wenden in der Schichtfolge der Nordlichen Kalkalpen. *Mitt. Geol. Ges. Wien,* 165–193.

Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. (2004): Tectonic map overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogea geologicea Helvetiae,* 97, 93-117.

Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M. & Ustaszewski, K. (2008): The Alpine-Carpahtian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.* 101, 139-183.

Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Georgiev, N., Kounov, A., Matenco, L., Oberhänsli, R., Pluger, J., Schefer, S., Ustaszewski, K. & van Hinsbergen, D. (2014): Tectonic units of the Alpine collision zone between Eastern Alps and Western Turkey.

Schminke, H.-U. (2004): Volcanism. *Springer-Verlag.* Berlin. 324 pp.

Scotese, C.R. (2002): PALAEOMAP website. www.scotese.com

Self, S., Sparks, R.S.J., Booth, B. & Walker, G.P.L. (1974): The 1973 Heimaey Strombolian scoria deposit, Iceland. *Geological Magazine,* 111, 539-548.

Sheridan, M.F. & Wohletz, K.H. (1981): Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration. *Science,* 212, 1387-1389.

Sigurdsson, H. (2007): Encyclopedia of Volcanoes, *Academic Press*, San Diego, 1417 p.

Skilling, I.P., White, J.D.L. & McPhie, J. (2002): Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 114, 1-17.

Smith, R.L. (1960): Ash flows. *Geol.Soc.Am. Bull,* 71, 795-842,

Smirčić, D., Lugović, B., Aljinović, D., Hrvatović, H., Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B. & Gajšak, F. (2016): Middle Triassic autoclastic deposits from Southwestern Bosnia and Herzegovina. *Rudarsko-geološko-naftni zbornik,* 2, Zagreb,1-12.

Sokač, B., Nikler, L., Velić, I., Mamužić, P. (1974): Osnovna geološka karta SFRJ, list Gospić, 1:100 000 L 33-127. Institut za geološka istraživanja Zagreb, Savezni geološki zavod, Beograd.

Sokač, B., Šćavničar, B., Velić, I. (1976): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tumač za list Gospić L 33-127. Institut za geološka istraživanja Zagreb, Savezni geološki zavod Beograd, 64p.

Sparks, R.S.J. & Huang, T.C. (1980): The volcanological significance of deepsea ash layers associated with ignimbrites. *Geol. Mag.,* 117, 425-436.

Stampfli, G.M. & Borel, G. (2002): A plate tectonic model of Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters,* 196, 17-33.

Stampfli, G.M. & Borel, G. (2003): A revised plate tectonic model for the Wester Tethys from Paleozoic to Cretacous. *AAPG International Conference,* Barcelona, Spain.

Stampfli, G.M., Hochard, C., Verard, C., Wilhem, C. & Von Raumer, J. (2013): The formation of Pangea. *Tectonophysics.* 593, 1-19. Amsterdam.

Streckeisen, A. L. (1967): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks, *N. Jb. Miner. Abh*. 107, 2, 144-214.

Stockar, R., Adatte, T., Baumgartner, P.O. & Föllmi, K.B. (2013): Palaeoenvironmental significance of organic facies and stable isotope signatures: the Ladinian San Giorgio Dolomite and Meride Limestone of Monte San Giorgio (Switzerland, WHL UNESCO). *Sedimentology,* 60, 239-269.

Sudar, M.N. & Kovács, S. (2006): Metamorphosed and ductilely deformed conodonts from Triassic limestones situated beneath Ophiolite Complexes: Kopaonik Mountain (Serbia) and Bükk Mountains (NE Hungary) – a preliminary comparison. *Geol. Carpathica*, 57, 157–176.

Sudar, M., Gawlick, H.-J., Lein, R., Missoni, S., Kovács, S. & Jovanović, D. (2013): Depositional environmants, age and facies of Middle Triassic Bulog and Rid formations in the Inner Dinarides (Zlatibor Mountain, SW Serbia): Evidence for the Anisian break-up of the Neotethys Ocean. *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.*, 269/3, 291-320, Stuttgart.

Sugimura, A. (1973): Multiple correlation between composition of volcanic rocks and depth of earhtquake foci. In: *The Western Pacific, island arc, marginal seas and geochemistry,* (eds.) Coleman, P. 471-482, Perth, *Western Australian University Press.*

Sun, S. (1980): Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, oceanic ridges and island arcs. *Phil. Trans R. Soc. London* A297, p. 409-445.

Sun S., & W. F. McDonough, (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: *Magmatism in the Ocean Basins,* edited by A. D. Saunders & M. J. Norry, *Geological Soc. Special Publ., 42*, 313-345.

Szoldán, Zs. (1990): Middle Triassic magmatic sequences from different tectonic settings in the Bükk Mts (NE Hungary). *Acta Miner.-Petr.*, 31, 25-42.

Šćavničar, B. (1979): Sedimenti u evaporitskom kompleksu Komiže (otok Vis). *Geološki vjesnik*, 32, 213-227.

Šćavničar, B., Šćavničar, S., & Šušnjara, A. (1984): The volcanic-sedimentary Middle Triassic in the Suvaja brook area (Mt. Svilaja, Outer Dinarides). Acta Geologica, 14/2, 35-82.

Šušnjar, M., Sokač, B., Bahun., S., Bukovac, J., Nikler, L., Ivanović, A. (1973): Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100 000, list Udbina. Institut za geološka istraživanja Zagreb, Savezni geol. zavod Beograd.

Trubelja, F., Burgath, K.-P. & Marchig, V. (2004): Triassic magmatism in the area of the Central Dinarides (Bosnia and Herzegovina): geochemical resolving of tectonic setting. *Geol.Croatica,* 57, 159-170.

Velledits, F. (2000): Evolution of the area from Berva Vally to the Hór Valley in the Middle-Upper Triassic. *Földt. Közl.,* 130, 47-93.

Velledits, F. (2004): Anisian terrestrial sediments in the Bükk Mountains (NE Hungary) and their role in the Triassic rifting of the Vadar-Meliata branch of Neo-Tethys ocean. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia,* 110, 659-679.

Velledits, F. (2006): Evolution of Bükk Mountains (NE Hungary) during the Middle-Late Triassic asymmetric rifting of the Vadar-Meliata branch of the Neotethys Ocean. *Int.J. of Earth Sci.* 95, 395-412.

Venturini, C. (2006): Evoluzione geologica delle Alpi Carniche. *Pubblicazione n 48. Edizioni del Museo Friulano di Storia Naturale,* 208 pp.

Vlahović, I., Tišljar, J., Velić, I., Matičec, D. (2005): Evolution of Adriatic Carbonate Platform: Palaeogeography, main events and depositional dynamics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 220, 333-360.

Vörös, A. (ed.) (2003): Budai, T., Kovács, S., Lelkes, Gy., Pálfy, J., Piros, O., Szabó, I, Szente, I: The Pelsonian Substage in the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary), *Geol. Hung. ser. Paleontol.* 55, 1-195.

Vozár, J., Ebner, F., Vozárová, A., Haas, J., Kovács, S., Sudar, M., Bielik, M., Péró, C. (2010): Variscan and Alpine terraines of the Circum-Pannonian Region, Slovak Academy of Sciences, Geological Institute, Bratislava, pp 231.

Vragović, M. & Golub, Lj. (1969): Hornblenda andezit (porfirit) Gornjeg Benkovca kod Fužina (Gorski kotar). *Acta geol.,* 6, 55-65.

Walker, G.P.L. & Croasdale, R. (1972): Characteristics of some basaltic pyroclastics. *Bulletin of Volcanology,* 35, 303-317.

Walker, G.P.L. (1973): Explosive volcanic eruptions – a new classification scheme. *Geol.Rund,* 62, 431-446.

Walker, G.P.L. (1981): Generation and dispersal of fine ash and dust by volcanic eruptions. *Jour. Volc. Geotherm. Res.,* 11, 81-92.

Williams, H. & McBirney, A.R. (1979): Vulcanology. *Freeman, Cooper & Co*. San Francisco, 397 pp.

Wilson, C.J.N. (1980): The role of fluidisation in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach. *Journal of Volcanology and geothermal Research,* 8, 231-249.

Wilson, L. & Head, J.W. (1981): Ascent and eruption of basaltic magma on the Earth and Moon. *Jour. Geophys. Res.,* 86, 2971-3001.

Wilson, C.J.N. (1985): The Taupo eruption, New Zeland. II The Taupo ignimbrite. *Phil. Trans. R. Soc. London,* 314, 229-310.

Wilson, M. (1989): Igneous petrogenesis – A global tectonic approach. *Springer,* London, 466 p.

Winchester, J. A. & Floyd, P. A. (1976): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology,* 20 (4), p. 325-343.

White, J.D.L., McPhie, J. & Skilling, I. (2000): Peperite: a useful genetic term. *Bull. Volcanol.* 62, 65-66

Wohletz, K.H. (1983): Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 17,* 31-63.

Wohletz, K.H. (1986): Explosive magma-water interactions: thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. *Bulletin of Volcanology*, 48, 245-264.

Wood, D. A. (1980): The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50 (1), p. 11-30.

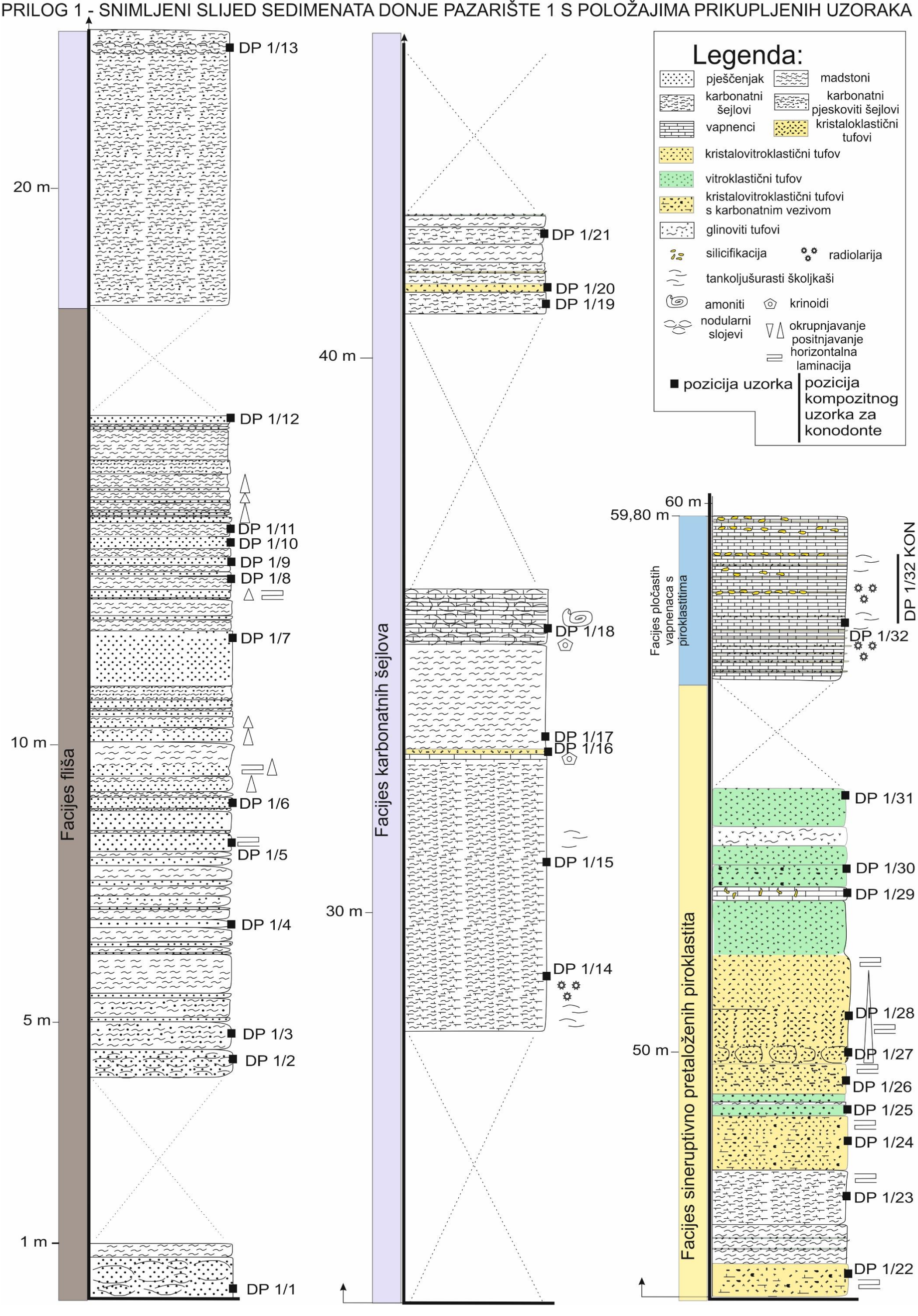
Wright, J.V. & Coward, M.P. (1977): Rootless vents in welded ash-flow tuffs from northern Snowdonia, North Wales, indicating deposition in a shallow water environment. *Geol. Mag.*, 114, 133-140.

Yamagashi, H. (1987): Studies on the Neogene subaqueous lava and hyaloclastites in southwest Hokkaido. *Rep Geol Surv Hokkaido*, 59, 55-117.

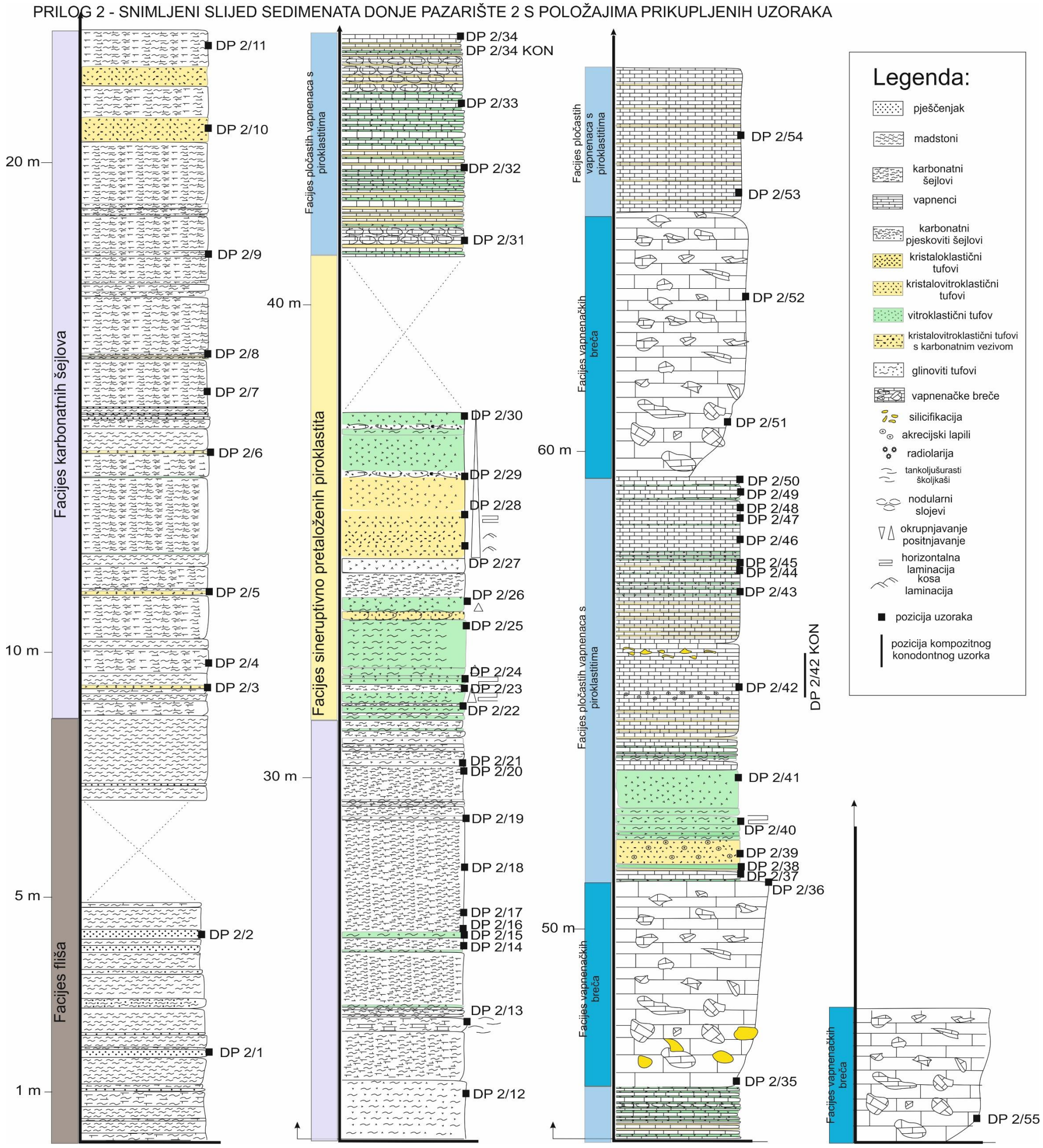
Yamagashi, H. (1991): Morphological features of Miocen submarine coherent lava from the „Green Tuff“ basins: examples from basaltic and andesitic rocks from Shimokita Peninsula, northern Japan. *Bull. Volcanol.* 53, 173-181.

Yamagashi, H. & Goto, Y. (1992): Cooling joints of subaqueous rhyolite lavas at Kuriowa, Yaumo, southern Hokkaido, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 37, 205-207.

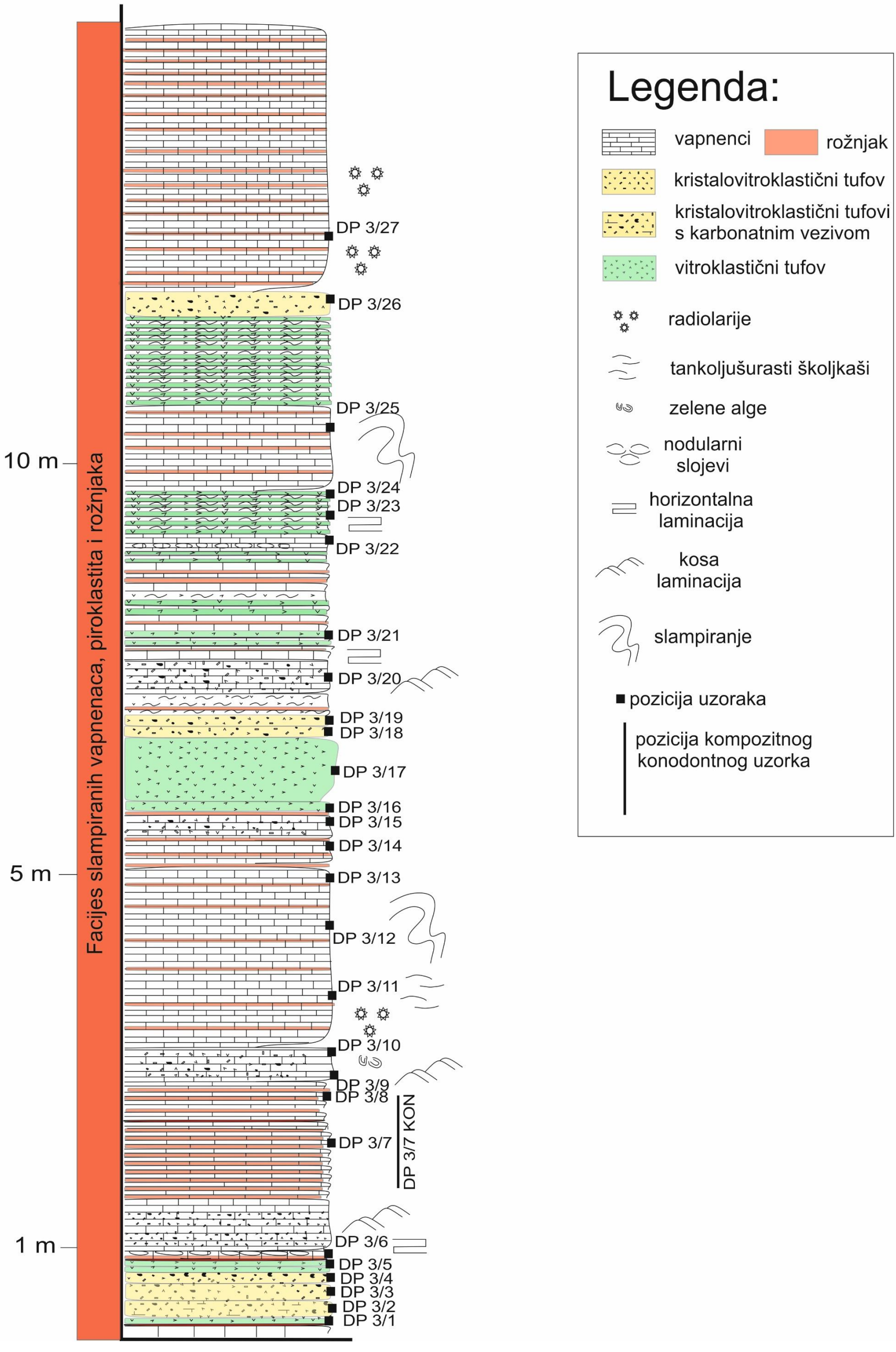
PRILOG 1 - SNIMLJENI SLIJED SEDIMENATA DONJE PAZARIŠTE 1 S POLOŽAJIMA PRIKUPLJENIH UZORAKA



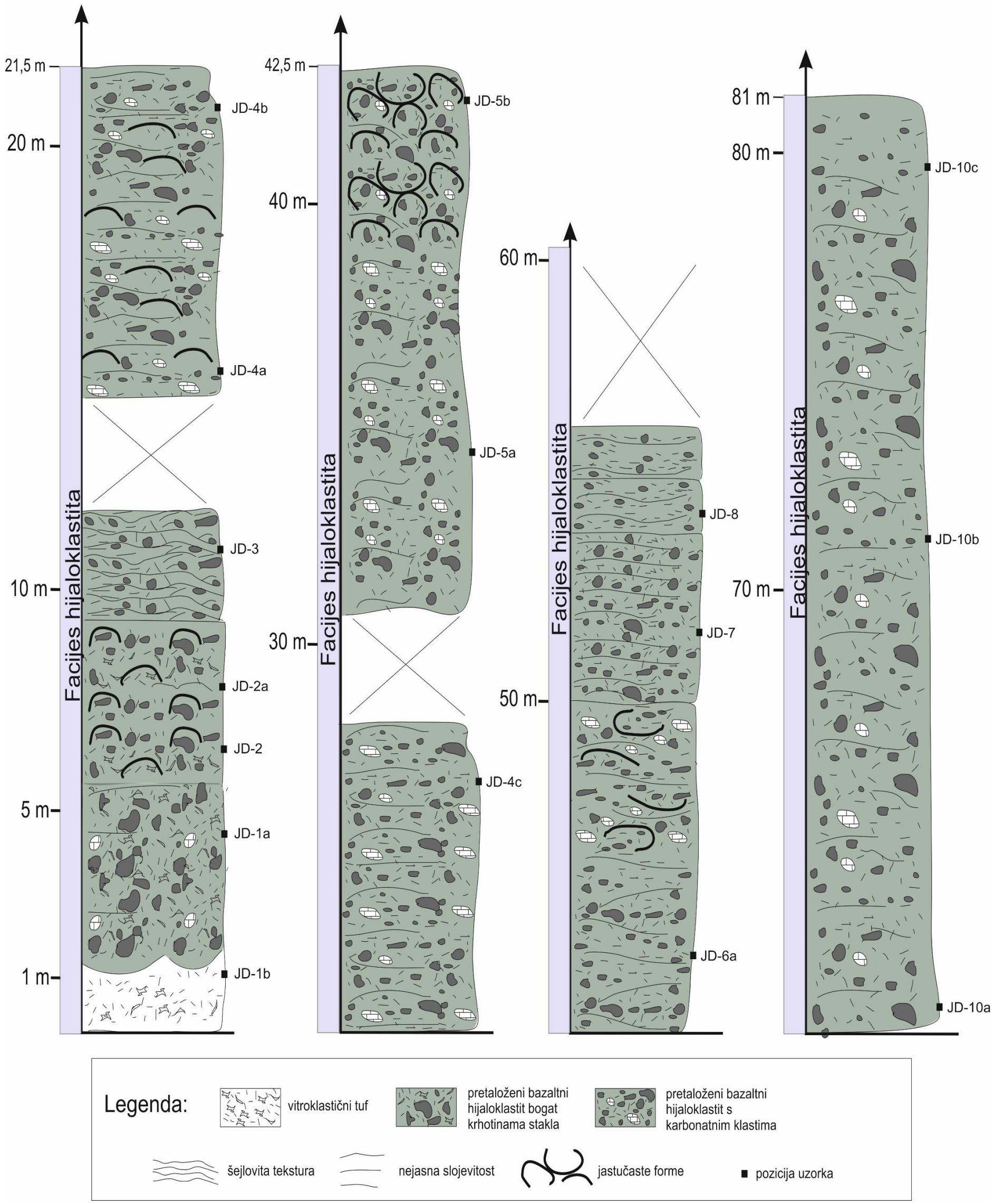
PRILOG 2 - SNIMLJENI SLIJED SEDIMENATA DONJE PAZARIŠTE 2 S POLOŽAJIMA PRIKUPLJENIH UZORAKA



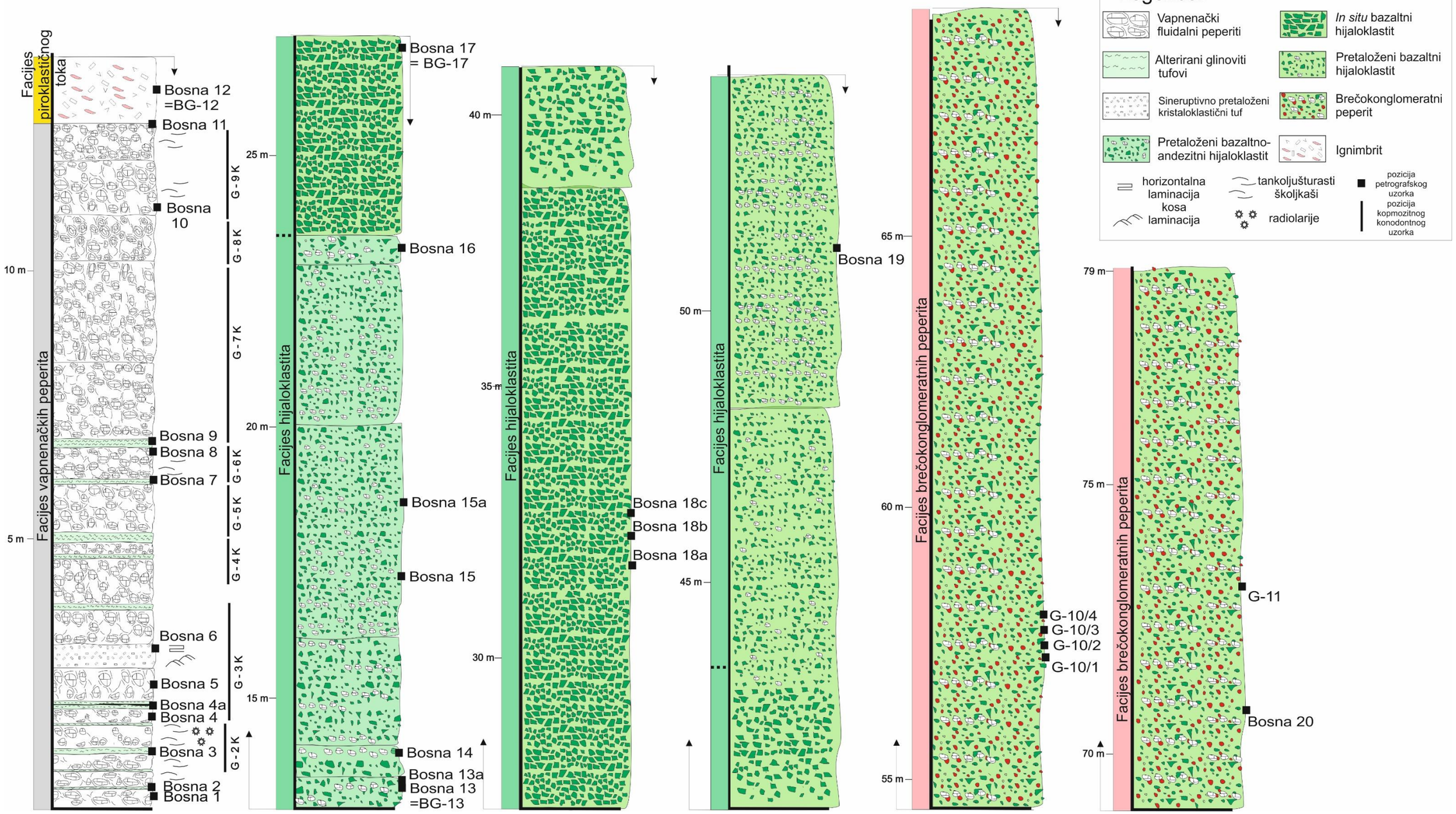
PRILOG 3 - SNIMLJENI SLIJED SEDIMENATA DONJE PAZARIŠTE 3 S POLOŽAJIMA PRIKUPLJENIH UZORAKA



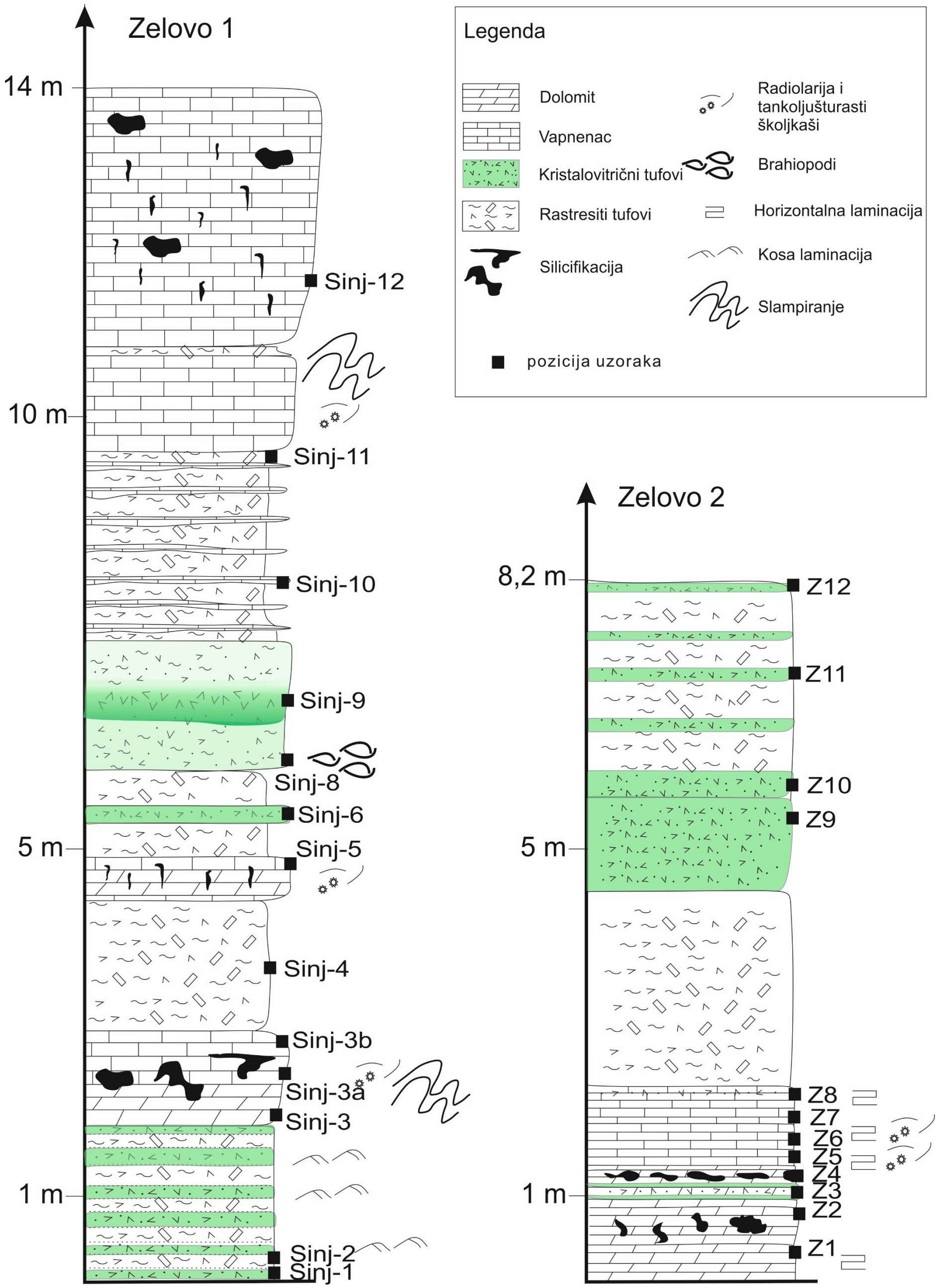
PRILOG 4 - SNIMLJENI PROFIL JOVANOVIĆ DRAGA S POLOŽAJIMA PRIKUPLJENIH UZORAKA



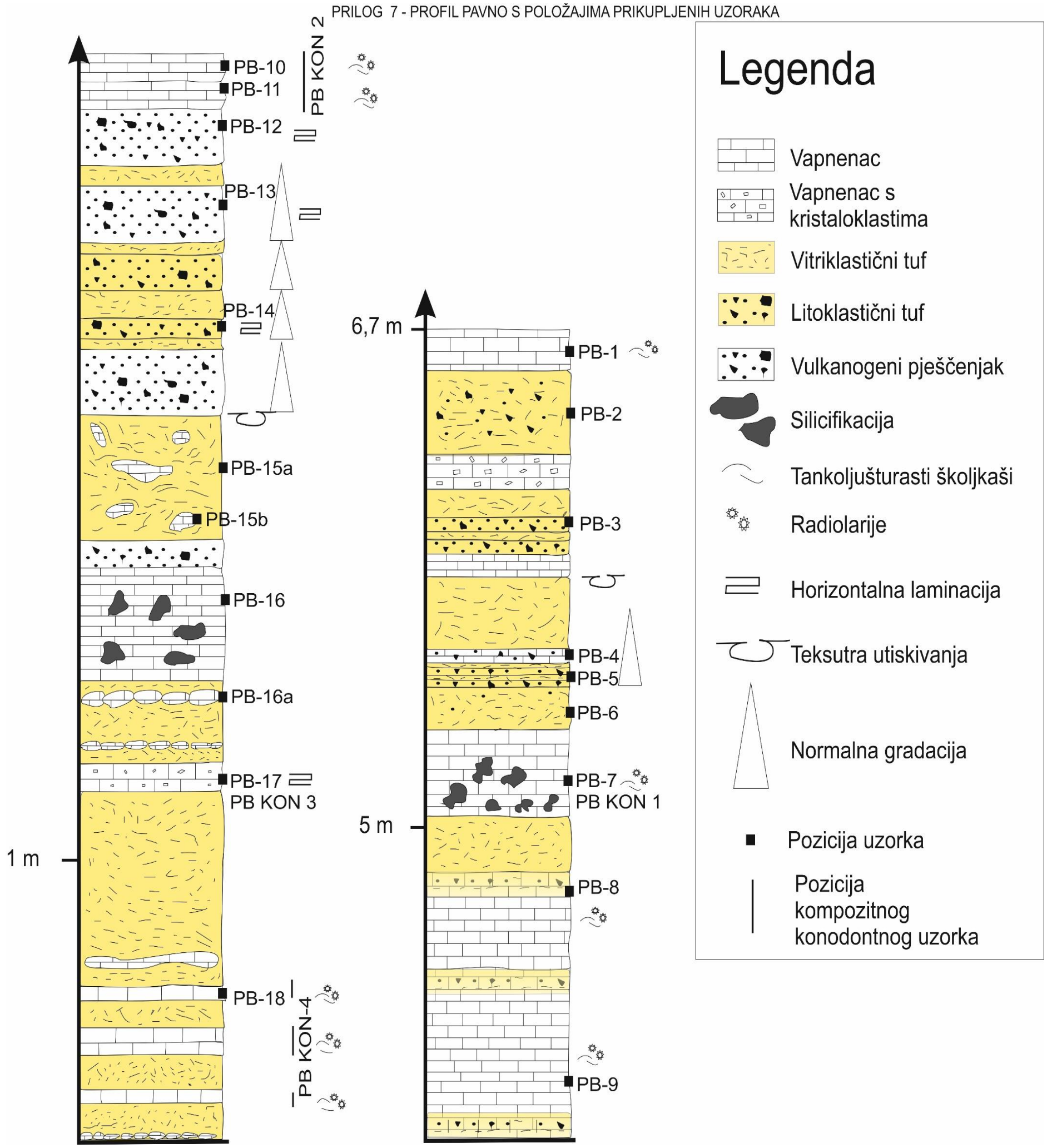
PRILOG 5 - PROFIL BOSANSKO GRAHOVO S POLOŽAJIMA PRIKUPLJENIH UZORAKA



PRILOG 6 - PROFILI ZELOVO 1 i ZELOVO 2 S POLOŽAJIMA PRIKUPLJENIH UZORAKA



PRILOG 7 - PROFIL PAVNO S POLOŽAJIMA PRIKUPLJENIH UZORAKA



PRILOG 8. – Tablica s popisom uzoraka, opisom facijesa kojima pripadaju i mehanizmima taloženja facijesa.

lokalitet	uzorak	Determinacija	Facijes	Terenski opis	Mineralni sastav	Fosilni sadržaj	Taložni procesi
	DP 1/1	vulkanogeni pješčenjak	Facijes fliša	Izmjena tamnih slojeva pelitnih sedimenta i smeđih do crnih pješčenjaka. Često se može opaziti normalna gradacija i horizontalna laminacija, rijeđe teksture utiskivanja pješčenjačkih slojeva u pelitni sediment.	Sitno do srednjezrnati pješčenjaci sastoje se od litoklasta magmatskih stijena ili alteriranih plagioklasa. Vezivo pješčenjaka je pelitnog sastava. Pelitni sedimenti su dominantno glinoviti, rijetko je zastupljena siltno-pješčenjačka frakcija.	U pelitima rijetke radiolarije.	Erozijom magmatskih stijena u zaleđu i taloženjem materijala niz podmorsku padinu turbiditnim tokovima
	DP 1/2	vulkanogeni pješčenjak					
	DP 1/3	nije bilo moguće izraditi mikropetrografski preparat					
	DP 1/4	vulkanogeni pješčenjak					
	DP 1/5	kontakt vulkanogenog pješčenjaka i šejla					
	DP 1/6	vulkanogeni pješčenjak					
	DP 1/7	siltit					
	DP 1/8	nije bilo moguće izraditi mikropetrografski preparat					
	DP 1/9	siltitni šejl					
	DP 1/10	vulkanogeni pješčenjak					
	DP 1/11	nije bilo moguće izraditi mikropetrografski preparat					
	DP 1/12	siltitni šejl					
	DP 2/1	vulkanogeni pješčenjak					
	DP 2/2	siltit					
	DP 1/13	siltitni šejl s dolomitnim vezivom					
	DP 1/14	muljeviti siltit s tankoljušturastim školjkašima					
	DP 1/15	laminirani šejl-siltit s tankoljupšturastim i kristaloklastima plagioklasa					
	DP 1/16	kontakt šejla s tankoljušturastim školjkašima i kristalokalstičnog tufa s kalcitnim vezivom					
	DP 1/17	karbonatni šejl s kristaloklastima plagioklasa					
	DP 1/18	šejl s tankoljušturastim školjkašima					
	DP 1/19	karbonatni šejl					

	DP 1/20	šejl s tankoljušturastim školjkašima i kristaloklastima plagioklasa	Facijes karbonatnih šejlova	Tamno sivi do crni homogeni slojevi, jednolikog sastava i ponekad vidljiva tanko listasta ("šejlovita") teksture. Mjestimice se pojavljuju piroklastične jedinice unutar ovog facijesa.	Pelitna komponenta je prisutna u obliku glinovitog materijala, i zrna kvarca i feldsapta veličine silta. Karbonatna komponenta se sastoji od mikritnog mulja i kalcitnih fosilnih ostataka. Prisutni su alterirani tufovi sastavljeni od izrazito alteriranog vitričnog materijala. Kristaloklastični tufovi sastoje se od hipidiomorfnih do idiomorfnih kristaloklasta plagioklasa u karbonatnom mulju.	Tankoljušturasti školjkaši, radiolarije, krinoidi, amoniti.	Taloženje karbonata u relativno mirnom režimu s povremenim donosom piroklastičnog materijala
	DP 1/21	alterirani vitrokalstični tuf s kristaloklastima plagioklasa					
	DP 2/3	kristalovitroklastični tuf					
	DP 2/4	karbonatni šejl					
	DP 2/5	laminirani vitroklastični tuf					
	DP 2/6	karbonatni šejl s kristaloklastima i tankoljušturastim školjkašima					
	DP 2/7	karbonatni šejl					
	DP 2/8	šejl s krhotinama stakla					
	DP 2/9	siltitni karbonatni šejl s tankoljušturastim školjkašima					
	DP 2/10	kontakt šejl s tankoljušturastim školjkašima i kristalokalstičnog tufa s kalcitnim vezivom					
	DP 2/11	alterirani vitrokalstični tuf s kristaloklastima plagioklasa					
	DP 2/12	karbonatni šejl s kristaloklastima plagioklasa					
	DP 2/13	karbonatni šejl s tankoljušturastim školjkašima, radiolarijama i kristaloklastima plagioklasa					
	DP 2/14	karbonatni šejl s radiolarijama					
	DP 2/15	alterirani vitroklastični tuf s tankoljušturastim školjkašima i kristaloklastima					
	DP 2/16	karbonatni šejl					
	DP 2/17	biomikritni vapnenac - vekston s radiolarijama					

DP 2/18	karbonatni šejl s tankoljušturastim školjkašima					
DP 2/19	vitroklastični tuf s karbonatnim muljem					
DP 2/20	karbonatni šejl					
DP 2/21	siltozni šejl s tankoljušturastim školjkašima i kristaloklastima plagioklasa					
DP 1/22	vitroklastični tuf s karbonatnim cementom	Facijes sineruptivno pretaloženih piroklastita	Blijedo žuti, blijedo zeleni i zeleni slojevi piroklastita. Slojevi su debljine desetak centimentara do metar koso i horizontalno laminirani.	Kristaloklastični tufovi sastoje se dominantno od kristaloklasta feldspata, prvenstveno plagioklasa. Kristaloklasti su hipidiomorfnih oblika, veličine srednjeg do krupnog pijeska. Osim plagioklasa mjestimice se uočavaju kristaoklasti biotita, i fragmenti skorije. Prostor između kristalokalsta je ispunjen mikrokristalastim kloritom. Vitroklastični varijeteti se sastoje dominantno od krhotina stakla igličastog, pločastog oblika ili oblika slova V, Y ili X. Rijeđe se u uzorcima nalaze sitniji kristaloklasti plagioklasa i fragmenti skorije i plovučca. Vezivo je uglavnom sitnokristalasti kvar ili klori, rijeđe sparikalcit.	-	Sineruptivno pretaloživanje piroklastičnog materijala iz plićih dijelova taložnog okoliša u dublje putem piroklastičnih turbiditnih tokova
DP 1/23	karbonatni šejl s tankoljušturastim školjkašima i kristaloklastima plagioklasa					
DP 1/24	vitroklastični tuf					
DP 1/25	vitroklastični tuf					
DP 1/26	kristaloklastični tuf					
DP 1/27	kristaloklastični tuf					
DP 1/28	kristaloklastični tuf					
DP 1/29	vitroklastični tuf					
DP 1/30	vitroklastični tuf					
DP 1/31	vitroklastični tuf					
DP 2/22	alterirani vitroklastični tuf					
DP 2/23	silicificirani biomikritni vapnenac - vekston s radiolarijama					
DP 2/24	vitroklastični tuf					
DP 2/25	silicificirani biomikritni vapnenac - vekston s radiolarijama,					
DP 2/26	vitroklastični tuf s karbonatnim muljem					
DP 2/27	kristaloklastični tuf					
DP 2/28	kristaloklastični tuf s plovučcem i skorijom					

Donje Pazarište	DP 2/29	vitroklastični tuf s tankoljušturastim školjkašima					
	DP 2/30	vitroklastični tuf					
	DP 1/32	litoklastični vapnenac	Facijes pločastih vapnenaca s piroklastitima	Facijes se sastoji od centimetarskih do decimetarskih slojeva sivih pločastih rijeđe nodularnih vapnenaca između kojih se nalaze tanki, 1-5 cm debeli slojevi piroklastita. Pristuna silicifikacija u nepravilne nakupine. Slojevi piroklastita su debljine do 5 cm, blijedo žute boje, često su valoviti i nepravilni.	Varijetet vekstona-biomikrita građen je od mikritne osnove te fragmenata tankoljušturastih školjkaša i radiolarija. Varijetet pekstona-biomikrita sastoji se dominantno od gusto pakiranih bioklasta tankoljušturastih školjkaša, a zatim od radiolarija i krinoida te fragmenata plitkomorskih organizama te nešto klasta mikritnog vapnenca. Vezivo je mikritni matriks. Poseban tip klasta su oni građeni od mikrita, veličine do 0,6 mm u kojima su vidljivi sitni kristaloklasti feldspata. U varijetetu litoklastičnog vapnenca uočavaju se vapnenački litoklasti i rijeđe zrna piroklastičnog porijekla. Vapnenački detritus je predstavljen dominantno intraklastima srednje veličine 0,6 mm. Osim litoklasta od vapnenačkih alokema uočeni su još fosili, dominantno fragmenti algi, ali i foraminifere, fragmenti školjkaša i rijetko onkoidi. Vezivo je kalcitni cement.	Tankoljušturasti školjkaši, radiolarije, krinoidi, zelene alge, foraminifere.	Nakon zapunjavanja taložnog prostora ranijim naslagama u oplićalom prostoru i prestankom donosa siliciklastičnog materijala započinje taloženje vapnenačkih taloga. Istovremeno, piroklastitični materijal taloži se padanjem iz vulkanskoga oblaka. Litoklastični vapnenci ukazuju na tekonski izazvanu eroziju karbonatnih naslaga u okolici i taloženje u dublje dijelove bazena putem razrijeđenih turbiditnih tokova slabog intenziteta.
	DP 2/31	litoklastični vapnenac					
	DP 2/32	intramikritni vapnenac - pekston					
	DP 2/33	silicificirani litoklastični vapnenac					
	DP 2/34	silicificirani biomikrit - vekston s radiolarijama i tankoljušturastim školjkašima					
	DP 2/38	intramikrti s kristaloklastima. Intraklasti sa sitnim kristalićima feldspata u svom sastavu.					
	DP 2/39	litoklastični vapnenac s kristaloklastima i akrecijskim lapilima. Dominira piroklastični materijal.					
	DP 2/40	koso laminirani vitroklastični tuf veličine krupnog vulkanskog pepela s kalcitnim cementom.					
	DP 2/41	vitroklastični tuf (sitni vulkanski pepeo) s mikritnom					
	DP 2/42	litoklastični vapnenac					
	DP 2/43	biomikrit - vekston s radiolarijama i tankoljušturastim školjkašima					
	DP 2/44	vitroklastični tuf (sitni vulkanski pepeo)					
	DP 2/45	litoklastični vapnenac					

DP 2/46	intramikrit - pekston					
DP 2/47	litoklastični vapnenac s fosilima plitkomorskih organizama					
DP 2/48	litoklastični vapnenac					
DP 2/49	litoklastični vapnenac					
DP 2/50	litoklastični vapnenac					
DP 2/53	litoklastični vapnenac					
DP 2/54	intramikrtit - pekston					
DP 2/35	vapnenačka breča s klastima plitkomorskih vapnenaca	Facijes vapnenačkih breča	Debeli, masivni, homogeni slojevi izrazito loše sortiranih vapnenačkih breča.	Klasti centimetarskih do skoro metarskih dimenzija sastoje se od plitkomorskih i pelagičkih vapnenaca. Često se uočavaju klasti koji pokazuju znakove vadozne dijageneze. Prisutni su i onkoidi, te fosili pelagičke i plitkomorske biote.	Tankoljušturasti školjkaši, radiolarije, amoniti, gastropodi, alge, foraminifere, fragmenti plitkomorskih školjkaša.	Detritnim tokovima materijala iz plićih dijelova taložnog prostora koji su bili obilježeni taloženjem plitkomorskih karbonata. Vjerojatni okidač za nastanak ovih naslaga je tektonksa aktivost koja je dovela do izdizanja karbonatnih taloga.
DP 2/36	mikritni vapnenac s kristaloklastima					
DP 2/37	litoklastični vapnenac					
DP 2/51	vapnenačka breča s klastima plitkomorskihi i pelagičkih vapnenaca					
DP 2/52	vapnenačka breča s klastima plitkomorskihi i pelagičkih vapnenaca					
DP 2/55	vapnenačka breča					
DP 3/1	kristaloklastični tuf dacitnog sastava					
DP 3/2	rekristalizirani vapnenac s kristaloklastima kvarca i feldspata					
DP 3/3	vitroklastični tuf					
DP 3/4	rekristalizirani vapnenac s kristaloklastima kvarca i feldspata i fragmentima plovučca					
DP 3/5	laminirani kristalovitroklastični tuf					
DP 3/6	laminirani mikritni vapnenac, kristaloklastični tuf, mikrokristalasti rožnjak					
DP 3/7	laminirani litoklastični vapnenac					
DP 3/8	litoklastični vapnenac					

	DP 3/9	litoklastični vapnenac	Facijes slampiranih vapnenaca, piroklastita i rožnjaka	Slojevi sivih vapnenaca vekstonskog, pekstonskog i litoklastičnog tipa, debljine od 2 do 20 cm, izmjenjuju se s vitroklastičnim i rijeđe kristaloklastičnim tufovima te s proslojcima rožnjaka. Mogu se uočiti deblji slojevi s koritastom kosom laminacijom koja se očituje izmjenom lamina koje sadrže promjenjivi udio ili različitu granulometriju piroklastičnog materijala (lapili). U donjem dijelu facijesa prisutna je veća količina piroklastičnog materijala. Najvažnija teksturna karakteristika ovog facijesa je slampiranje paketa slojeva.	Vapnenački varijeteti su biomikritni veksotni/pekstoni ili litoklastični vapnenci s klastima plitkomorskih vapnenaca. Prisutni su fosili tankoljušturastih školjkaša, radiolarija, alga i foraminifera. Piroklastični materijal je predstavljen kristaloklastima kiselih magmatskih stijena, kvarcom i feldspatima, te fragmentima plovučca i krhotinama stalka veličine sitnog do krupnog vulkanskog pepela. Rožnjački slojevi građeni su od mikrokristalastog kvarca i radiolarija.	Radiolarije, tankoljušturasti školjkaši, fragmenti plitkomorskih školjkaša, alge i foraminifere.	Taloženje karbonatnog i piroklastičnog materijala na podmorskim padinama. Piroklastični materijal ima odlike pretaloživanja, ali i primarnog smještanja putem pada iz zraka u marinsku sredinu. Tanki slojevi rožnjaka vjerojatno su nastali zbog velike količine otopljene SiO2 komponente u marinskoj sredini.
	DP 3/10	mikrokristalasti rožnjak					
	DP 3/11	valovito laminirani biomikrit-mikrit					
	DP 3/12	biomikrit					
	DP 3/13	horizontalno laminirani mikrit-biomikrit s radiolarijama					
	DP 3/14	horizontalno laminirani mikrit-biomikrit s radiolarijama-kristaloklastični tuf					
	DP 3/15	rekristalizirani vapnenac s kristaloklastima kvarca i feldspata					
	DP 3/16	dolomitizirani vapnenac s kristaloklatima kvarca i feldspata					
	DP 3/17	laminirani vitroklastični tuf-rožnjak					
	DP 3/18	laminirani vitroklastični tuf-rožnjak					
	DP 3/19	vitroklastični tuf					
	DP 3/20	mikritni vapnenac s vitroklastima					
	DP 3/21	laminirani silicificirani mikrit-biomikrit					
	DP 3/22	intramikrit s kristaloklastima					
	DP 3/23	vitroklastični tuf					
	DP 3/24	vitroklastični tuf					
	DP 3/25	laminirani biomikrit-mikrit					
	DP 3/26	kristaloklastični tuf s rekristaliziranim kalcitnim vezivom					
	DP 3/27	mikrit-biomikrit					
	DP IGB	dacitni ignimbrit					

	DP IGB 1	dacitni ignimbrit	Facijes piroklastičnog toka	Izdanak bijele, sive do crvenkaste boje. Tekstura je klastična, moguće je razabrati makroperlitnu teksturu i usmjerenje izduženih kristaloklasta.	Sastoji se od kristaloklastičnog i vitroklastičnog materijala. Kristaloklasti su kvarc i albit. Vitroklastični materijal se sastoji od krhotina vulkanskog stakla i fragmenata plovučca. Fragmenti plovučca su uglavnom nepravilanog, izduženog ili elipsoidnog oblika, veličine od 0,2 mm do 2 mm. Često su deformirani u kontaktu s kristaloklastima. Povremeno se u uzorcima pojavljuju fragmenti plovučca s litofizama.	-	Urušavanjem piroklastičnog stupca nakon eksplozivne erupcije vulkana pokrenut je piroklasični tok koji je smješten u plitku marinsku sredinu.
	DP IGB 2	dacitni ignimbrit					
	DP IGB 3	dacitni ignimbrit					
	DP IGB 4	dacitni ignimbrit					
Brušane	VI 2	dacitni ignimbrit		Izdanak bijele do sive boje. Tekstura makroskopskih uzoraka je prividno koherentna. U izdanku vidljivo vertikalno lučenje.	Sastoji se od podjednakog udjela kristalokalsta i fragmenata plovučca, te rjeđe krhotina vulkanskog stakla. Kristaloklasti su uglavnom albiti hipidiomorfnih oblika, i uglavnom zaobljeni kvarc. Povremeno se uočavaju kristaloklasti kvarca s resorbcijskim rubovima. Fragmenti plovučca su spužvastog izgleda, nepravilnog, diskoidalnog i izduženog oblika, često duktilno deformirani u kontakima s kristaloklastima.Vezivo je sastavljeno dominatno od krhotina vulkanskog stakla srpastog, igličastog oblika, oblika slova X i Y, i mjehurastog („bubble-wall“) oblika. Gotovo sve krhotine stakla su devitrificirane u agregate mikrokristalastog kvarca i albita, i/ili klorit.		Urušavanjem piroklastičnog stupca nakon eksplozivne erupcije vulkana pokrenut je piroklasični tok koji je smješten u plitku marinsku i kopnenu sredinu.
	VI 3	dacitni ignimbrit					
	VI 4	dacitni ignimbrit					
	VI 5	dacitni ignimbrit					
	VI 6	dacitni ignimbrit					
	VI 7	dacitni ignimbrit					
	VI 8	dacitni ignimbrit					
	VI 9	dacitni ignimbrit					
	VI 10	dacitni ignimbrit					
	VI 11	dacitni ignimbrit					
	VI 12	dacitni ignimbrit					
	BR-1	dacitni ignimbrit					
	BR-2	dacitni ignimbrit					
	BR-3	dacitni ignimbrit					
	BR-4	dacitni ignimbrit					
	BR-5	dacitni ignimbrit					
	BR-6	dacitni ignimbrit					

	VI 1	biomikritni vapnenac	Facije ovih naslaga nije detaljno određen u okviru izdare ove disertacije	Intenzivno silicificirani pekstonski vapnenac svijetlo sive boje, nejasne slojevitosti.	Sastoji se od fosila alga i foraminifera dominantno u mikritnom mulju.	Zelene alge i foraminifere.	Naslage plitkomorskih vapnenaca, biomikritnog tipa. Nastale vjerojatno u zoni intratajdala.
	VI 13	vapnenačka intraformacijska breča		naslage se pojavljuju u neposrednoj blizini ignimbritnog izdanka. Gromadasti, nepravilni slojevi su djelomice silicificirani.	Sastoje se od klasta floutstonskih i bajndstonskih vapnenaca veličine od 3 do 10 cm. Prostor među klastima zapunjen je crvenkastim glinovito-kalcitnim vezivom.	Zamjećeni su fosili zelenih algi, te stromatoliti.	Naslage ovog tipa nastale u vrijeme kada su plitkomorski vapnenci bili izloženi subaerskoj eroziji. Trošenjem klasti nisu daleko transportirani i taloženi su u blizini mjesta nastanka.
	JD 1 a	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s krhotinama stakla			Ssastoji se dominantno od klasta magmatskih efuzivnih stijena i veziva. Prepoznati su klasti 2 tipa bazalta. Vezivo u ovom izdvojenom litotipu predstavlja isključivo sitnozdrobljeni detritični matriks u kojem se nalaze klinopirokseni, litoklasti efuziva i krhotine vulkanskog stakla.	-	
	JD 1 b	vitroklastični tuf		Metar debeli sloj svijetlo sive do roza boja homogene teksture u kojem se mogu razabrati rijekta tamna zrna veličine od 2 do 5 mm.	Dominantno se sastoji od vitroklasta piroklastičnog porijekla. Razlikuju se dva tipa vitroklasta: krhotine vulkanskog stakla ili fragmenti plovučca. Krhotine stakla su veličine krupnog vulkanskog pepela. Najčešće su igličaste forme, forme mjehurasta oblika (bubble wall) ili one oblika slova Y, X, V. Sav vitroklastični materijal je potpuno devitrificiran u mikrokristalasti kvarc i rjeđe klorit. Osim vitroklasta, rijetko su prisutni kristaloklasti kvarca i feldspata.Iznimno rijetko se nalaze i litoklasti bazalta te potpuno nepravilni kristaloklasti klinopiroksena. Vulkansko staklo u litoklastima bazalta je potpuno devitrificirano, a uočena je i pseudomorfoza kvarca po klinopiroksenu.	-	
	JD 2	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s karbonatnim klastima					

Jovanović Draga	JD 2 a	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s karbonatnim klastima	Facijes hijaloklastita	Nepravilni, jastučasti, rijetko pločasti slojevi tamno zelene boje u kojima se vide klasti karbonata veličine nekoliko centimetara.	Sastoje se od klasta tri tipa efuzivnih stijena i karbonata. Klasti se međusobno podupiru, ali postoji velik udio pornog prostora koji je ispunjen detritično-hijalinskim vezivom. Litoklasti efuzivnih stijena su zastupljeni s 3 tipa bazalta: olivinski bazalt, intenzivno alterirani bazalt i bazalt vezikularne teksture. Raspoznaju se karbonatni klasti biomikrita s radiolarijama i/ili tankoljušturastim školjkašima, te rijeđe biosparita s fosilima foraminifera. Klasti vapnenaca su uglavnom dolomitizirani, mjestimice silicificirani, iznimno rijetko mramorizirani.	U klastima karbonata uočeni su fosili radiolarija, tankoljušturastih školjkaša, foraminifera i moguće alga.	Izljevom i erupcijom bazaltne lave u marinski okoliš. Lava se prilikom hlađenja u morskoj sredini fragmentirala i pretaloživala niz novonastalu padinu. Klasti se u procesu pretaloživanja niz padinu zaobljuju, i talože u obliku vulkanoklastičnog prstena oko vulkanskog otvora.
	JD 3	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s karbonatnim klastima					
	JD 4 a	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s karbonatnim klastima					
	JD 4 b	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s karbonatnim klastima					
	JD 4 c	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s karbonatnim klastima					
	JD 5 a	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s karbonatnim klastima					
	JD 5 b	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s karbonatnim klastima					
	JD 6 a	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s karbonatnim klastima					
	JD 7	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s karbonatnim klastima					
	JD 8	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s karbonatnim klastima					
	JD 10 a	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s karbonatnim klastima					
	JD 10 b	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s karbonatnim klastima					
	JD 10 c	pretaloženi bazaltni hijaloklastit s karbonatnim klastima					
	DP baz	jastučasti olivinski bazalt	Koherentni facijes	Tamno zeleni, do crnih bazalt jastučastih formi promjer od 0,5 do 1 m. Bazalti se su porfirne struturom pri čemu se kao fenokristali javljaju olivin i piroksen. Mjestimično je moguće uočiti procese autofragmentacije bazalta. U prostorima između jastučastih formi mogu se uočiti fragmenti veličine do 2-3 cm,	Fenokristali olivina do dva milimetra su potpuno serpentinizirani. Osim olivina, u velikom udjelu prisutni su fenokristali klinopiroksena idiomorfnih do hipidiomorfnih oblika. Ponekad se u piroksenima može uočiti zonalnost i „sitasta“ struktura. Fenokristali su različitim intenzitetom zahvaćeni alteracijom u	-	
	DP baz 1	jastučasti olivinski bazalt					
	DP baz 2	jastučasti olivinski bazalt					

	DP baz 3	jastučasti olivinski bazalt		istoga mineralnog sastava pri čemu se kao vezivo javlja sitniji detritični materijal.	intenzitetom zahvaćeni alteracijom u mikrokristalaste agregate klorita. Između fenokristala nalazi se tamno zelena, smeđa do crna hijalina osnova. Rijetko se u njoj mogu prepoznati sitni štapićasti minerali plagioklasa veličine do 0,02 mm.		Izljevi bazaltne lave u submarinsku sredinu. Ubrzo nakon izljeva dolazi do fragmentacije lave.
	DP baz 4	jastučasti olivinski bazalt					
	Bosna 1	vapnenački fluidalni peperit	Facijes vapnenačkih peperita	Facijes je predstavljen 30 do 60 cm debelim slojevima, odvojenim blijedo zelenim alteriranim glinovitim tufom, debljina od 3 do 20 cm. Unutar ovog facijesa pojavljuje se i jedan 46 cm debeli sloj sineruptivno pretaloženog kristaloklastičnog tufa. U ovom sloju u donjem dijelu uočava se kosa laminacija, koja prema gore prelazi u horizontalnu. U nastavku facijesa debljina slojeva peperita se povećava (85 do 200 cm), te	Biomikritni vapneci s tankoljušturastim školjkašima i radiolarijama u kontaktu obavijeni zonama hijaline magmatske osnove. Rijetko se uočavaju fenokristali plagioklasa. Vapnenac je često silicificiran u kontaktu s magmatskim materijalom u relativno uskoj zoni, dok je središnji dio klasta nepromijenjen. Vulkansko staklo je potpuno devitrificirano i alterirano u kvarc i klorit.	Tankoljušturasti školjkaši i radiolarije	Litotip fluidalnih vapnenačkih peperita nastao je pri kontaktu magmatskog materijala s nekonsolidiranim, vodom zasićenim sedimentom. Lava je tekla kroz nekonsolidirane pelagičke vapnence, što je rezultiralo nastankom peperita. Litotip alteriranih glinovitih tufova podrazumijeva da je u okolišu dolazilo do povremenih malih submarinskih vulkanskih erupcija koje su producirale kristaloklastični materijal i krhotine stakla. Povremeno se takav materijal taložio u obliku proslojaka između peperitnih slojeva. Sineruptivno pretaloženi kristaloklastični tuf taložen je vučnim transportom. Taloženje ovog litotipa sigurno je povezano s eruptivnim događajem koji je producirao piroklastični materijal. Obzirom da su se procesi događali u dubljoj marinskoj sredini,materijal je pretaloživan niz kosinu podmorske dome, gravitacijskim tokovima tipa turbidita male gustoće.
	Bosna 2	alterirani glinoviti tuf					
	Bosna 3	alterirani glinoviti tuf					
	Bosna 4	magmatska komponenta koja se nalazi u peperitu - staklasta osnova					
	Bosna 4a	alterirani glinoviti tuf					
	Bosna 5	vapnenački fluidalni peperit					
	Bosna 6	Sineruptivno pretaloženi kristaloklastični tuf			Sastoji se dominantno od kristaloklasta plagioklasa. Oko 10 % kristaloklasta plagioklasa je kalcitizirano. Uočena je i stanovita količina vitroklastičnih fragmenata skorije (bazaltnog ili neutralnog sastava), te fragmenata plovučca (kiselog sastava). Oba tipa fragmenata poroznog vulkanskog stakla često su deformirana u kontaktu s kristaloklastima. Osim navedenih sastojaka mogu se još uočiti litični fragmenti bazalta. Prostor među klastima ispunjen je igličastim, lepezastim kloritom, te rjeđe makrokristalasti kalcitni cement.	-	
	Bosna 7	alterirani glinoviti tuf			U sastavu alteriranih glinovitih tufova XRD analizom utvrđena je dominantna prisutnost ilit-smektita u sastavu glina. Promatranjem ovog drobljivog materijala pod stereoskopskom lupom bilo je moguće prepoznati kristaloklaste kvarca i	Tankoljušturasti školjkaši i radiolarije	
	Bosna 8	magmatska komponenta koja se nalazi u peperitu - staklasta osnova					
	Bosna 9	alterirani glinoviti tuf					

	Bosna 10 Bosna 11	vapnenački fluidalni peperit vapnenački fluidalni peperit		više nisu odvojeni slojevima rasteresitog tufa, već su granice među slojevima nejasne, valovite i nepravilne. Vapnenačke nodule u ovom dijelu često imaju šupljine.	bilo je moguće prepoznati kristaloklaste kvarca i feldspata, te nepravilna, pločasta i srpasta zrna tamne boje koja su interpretirana kao krhotine stakla.		
	Bosna 12	ignimbrit	Facijes piroklastičnog toka	Metar i pol debeli sloj bijele stijene klastične strukture s jasno vidljivom usmjerenošću izduženih klasta.	Dominiraju hipidiomorfni do alotriomorfni plagioklasi, često su razlomljeni. Gotovo sva zrna plagioklasa su zahvaćena alteracijom u minerale glina. U litotipu je prisutna i velika količina fragmenata plovučca. Uglavnom su nepravilnog oblika, često savijeni u kontaktima s drugim zrnima tvoreći fiamme. Fragmenti plovučca su u potpunosti alterirani ili u mikrokristalaste agregate kvarca i albita tvoreći mikropoikilitnu strukuturu, ili u agregate klorita i kvarca. Vezivo se sastoji od devitrificiranog vulkanskog stakla i puno rjeđe od kristalastog kalcita. Vulkansko staklo u vezivu je potpuno devitrificirano u mikrokristlasti klorit i kvarc. Rijetko je moguće uočiti i sferulitne forme u staklastom vezivu.	-	Naslage ignimbrita nastale su erupcijom piroklastičnog materijala, i brzim tečenjem vruće suspenzije čestica i plinova niz padinu vulkana direktno izljevanjem piroklastičnog materijala iz nisko profilnog vulkanskog otvora.
Bosansko Grahovo	Bosna 13 Bosna 13a Bosna 14 Bosna 15 Bosna 15a	pretaloženi bazaltno-andezitni hijaloklastit pretaloženi bazaltno-andezitni hijaloklastit pretaloženi bazaltno-andezitni hijaloklastit pretaloženi bazaltno-andezitni hijaloklastit pretaloženi bazaltno-andezitni hijaloklastit			Sastoji se od izrazito loše sortiranih dominantno zaobljenih bazaltno-andezitnih klasta. Klasti se nalaze u zelenom, sitnozrnatom matriksu. Sitnozrnati materijal dominira u litotipu. Klasti bazalto-andezita su najzastupljeniji. Idiomorfni fenokristali plagioklasa nalaze se u zelenoj magmatskoj hijalinoj osnovi, u kojoj se rijetko raspoznaju sitni kristali amfibola. Fenokristali plagioklasa su uglavnom zahvaćeni alteracijom u minerale glina, dok su amfiboli kloritizirani. Rijetko se uočavaju klasti bazaltnog sastava, s fenokristalima klinopiroksena u osnovi sačinjenom od mikrokristalastih štapićastih minerala klinopiroksena i plagioklasa. Vezivo se sastoji od sitno zdrobljenog magmatskog materijala u kojem dominiraju fragmenti	-	

	Bosna 16	pretaloženi bazaltno-andezitni hijaloklastit			hijalinog materijala.		
	Bosna 17	*In situ* bazaltni hijaloklastit		Stijene tamno zelene boje, nejasne slojevitosti, masivne teksture. Sastoje se od klasta efuzivnih stijena i veziva koje je detritično ili cementirani kalcitom. Klasti su izuzetno loše sortirani.	Sastoji se od uglatih, gusto zbijenih klasta bazaltnoga sastava. Klasti tijesno naliježu jedan na drugi, i tvore jig-saw fit teksturu. Njihov sastav je jednolik i sastoje se od hipidiomorfnih fenokristala klinopiroksena, te rijeđe fenokristala lamelarnih plagioklasa idiomorfnih oblika. Gotovo svi plagioklasi su alterirani. Najčešća alteracija je kalcitizacija, te rjeđe prehnitizacija. Osnova u eruptivnim klastima se sastoji od sitnih štapićastih minerala plagioklasa i klinopiroksena. Prostor među uglatim klastima bazaltnog sastava ispunjen je staklom sa sferulitima, sitnim bazaltnim detritusom i makrokristalastim kalcitom.	-	Naslage su nastale procesima fragmentacije magmatskih stijena u kontaktu s hladnom morskom vodom. Facijes hijaloklastita nastao je u marinskom okolišu u kojem je dolazilo do magmatskog izljeva. In situ bazaltni hijaloklastiti nastali su fragmentacijom i zadržavanjem klasta na mjestu framgentacije, dok su klasti koji su bili pretaloživano stvorili pretaložene varijetete hijaloklastita.
	Bosna 18a Bosna 18b Bosna 18c Bosna 19	pretaloženi bazaltni hijaloklastit pretaloženi bazaltni hijaloklastit pretaloženi bazaltni hijaloklastit pretaloženi bazaltni hijaloklastit			Klasti se sastoje od fenokristala plagioklasa i kloritiziranih klinopiroksena u osnovi od mikrokristalastih štapićastih minerala plagioklasa, amfibola i opakih minerala. Plagioklasi su alterirani u kalcit i minerale glina. Fenokristali klinopiroksena su zaobljeni. Prostor između klasta zapunjen je matriksom koji se sastoji od usitnjenog detritičnog materijala bazaltnog porijekla i vulkanskog stakla sferulitne građe. Dominiraju sitni kristaloklasti plagioklasa i klinopiroksena, te sitno zdrobljena magmatska osnova bazalta.	-	
	Bosna 20 G-10/1	brečokonglomeratni peperit s vapnenačkim klastima brečokonglomeratni peperit s vapnenačkim klastima			U facijesu nalazimo uglate, poluzaobljene i		Prodor lave doprinio je formiranju ovog facijesa tvoreći vezivo i fragmentirajući i zaobljavajući

	G-10/2 G-10/3 G-10/4 G-11	brečokonglomeratni peperit s vapnenačkim klastima brečokonglomeratni peperit s vapnenačkim klastima brečokonglomeratni peperit s vapnenačkim klastima brečokonglomeratni peperit s vapnenačkim klastima	Facijes brečokonglomeratnih peperita	Uočen je postupni prijelaz iz Facijesa hijaloklastita u Facijes brečokonglomeratnog peperita. Klasti veličine 2 do 20-ak cm nalaze se u zelenom matriksu magmatskog porijekla. Cijeli facijes djeluje jednoliko. Prepoznaju se klasti tri tipa stijena: vapnenaca, silicijskih sedimentnih stijena i magmatskih efuzivnih stijena. Prema vrhu facijesa količina klasta bazalta opada, da bi naposljetku potpuno izostala, te se u završnom (najmlađem) dijelu facijesa nalaze samo klasti vapnenaca i rožnjaka.	zaobljene, loše sortiranih klasta u magmatskom vezivu. Prisutni su klasti tri tipa stijena: klasti biomikritnih vapnenaca s pelagičkom faunom, klasti mikrokristalastog rožnjaka i klasti bazalta. Vapnenački klasti su često silicificirani. Klasti silicijskih sedimentnih stijena su crvene boje, homogene strukture, a sastoje se isključivo od mikro- do makrokristalastog kvarca. Klasti bazalta sastavom su slični bazaltu iz litotipa pretaloženih bazaltnih hijaloklastita. Vezivo brečokonglomerata je predstavljeno sitnim detritičnim magmatskim materijalom i vulkanskim staklom.	Radiolarije i tankoljušturasti školjkaši u klastima vapnenaca.	postojeće naslage. Litotip brečokonglomeratnog peperita nastao je fragmentacijom primarne lave, fragmentacijom sedimentnih stijena i njihovim pretaloživanjem, ali u procesu postanka bitnu ulogu ima i prodor lave između klasta, čime se klasti dodatno zaobljavaju i dijagenetski mijenjaju. Klasti brečokonglomerata su derivirani s izdignutih prostora ranije obilježenih uzdizanjem lave, postankom hijaloklastita i normalnom marinskom sedimentacijom pelagičkih vapnenaca.
	Sinj 1 Sinj 2 Sinj 4 Sinj 5 Sinj 6 Sinj 7 Sinj 8 Sinj 9 Sinj 10 Sinj 11 Z 8 Z 9	vitroklastični tuf alterirani glinoviti tuf alterirani glinoviti tuf silicificirani makrokristalasti dolomit kristalovitroklastični tuf s kalcitnim vezivom kristalovitroklastični tuf vitroklastični tuf bogat plovučcem s dolomitnim vezivom kristalovitroklastični tuf vitroklastični tuf alterirani glinoviti tuf silicificirani biomikrit s kristaloklastima kristalovitroklatični tuf	Facijes sineruptivno pretaloženih tufova	Paketi slojeva ili slojevi metarskih dimenzija tufova blijedo zelene do plavo-zelene boje. Kompaktni tufovi su zelene boje, ponekad s gradacijom te kosom i horizontalnom laminacijom, dok drobljivi, blijedo zeleni varijeteti imaju „listastu teksturu“. U kompaktnim tufovima moguće je uočiti i prelaz iz kristalovitroklastičnih u potpuno vitroklastične tufove. Na donjim slojnim plohama uočeni su tragovi utiskivanja, te rijetko nakupine krupnijih fosilnih fragmenata (brahiopoda).	Sastoji se od varijabilne količine kristaloklasta i vitroklasta. U vitroklastičnim tufovima se povremeno može uočiti nepravilna valovita laminacija koja se očituje promjenama granulometrijskog sastava krhotina vulkanskog stakla. Kristaloklasti znatno variraju veličinom, od 0,05 do 0,5 mm. Dominiraju plagioklas i kvarc. Stupanj alteracije varira, a uglavnom su alterirani u minerale glina. Kristaloklasti kvarca su različitih dimenzija i oblika, uglavnom nepravilni. Stupanj zaobljenosti je u rasponu od potpuno uglatih do potpuno zaobljenih. Rijetko se nalaze zrna kvarca sa sferičnim ili eliptičnim šupljinama. Prisutni vitroklasti sastoje se od krhotina stakla i fragmenata plovučca. Dimenzije krhotina stakla su od 0,02 do 0,2 mm. Zastupljene su krhotine vulkanskog stakla različitih oblika. Uglavnom su sve krhotine stakla devitrificirane. Gotovo sve krhotine imaju kalcitne rubove, a neke su u potpunosti kalcitizirane. Zamijećen je i manji udio opakih minerala (oko 5 %), uglavnom sferičnih do ovalnih zrna. Vezivo se sastoji od vulkanskog stakla devitrificiranog u mikrokristalasti kvarc i klorit, ponekad	Rijetko makrofosili brahiopoda kao lag sediment na donjoj slojnoj plohi.	Naslage se talože iz gravitacijskih tokova turbiditnog tipa. Erupcije koje su producirale ovakav materijal bile su freatomagmatskog ili freatoplinijskog tipa. Vjerojatno je materijal nastao eksplozivnim erupcijama koje su se događale u morskom okolišu. Piroklastični materijal je padom iz zraka i transportom kroz morsku vodu prvotno bio smješten u pliće dijelove, vjerojatno na podmorske padine, te je potom pretaloživan gravitacijskim putem.

	Z 10	vitroklastični tuf			alteriranog u minerale glina, ili od kalcitnog/dolomitnog cementa. Alterirani tufovi sastoje se od kvarca, feldspata i tamnih zrna opakih minerala.		
	Z 11	vitroklastični tuf - materijal veličine sitnog pepela					
	Z 12	sitni vitroklastični tuf s mikritnim vezivom					
Zelovo	Sinj 3	laminirani makrokristalasti dolomit	Facijes silicificiranih karbonata	Tamno sive do crne karbonatne nalage. Česta je silicifikacija koja se očituje crnim dijelovima nepravilnog, nodularnog ili tanko pločastog oblika. Karbonati su tanko do srednje slojeviti. U slojevima je moguće uočiti horizontalnu laminaciju koja se očituje izmjenom karbonatnih i silicificiranih lamina. Povremeno se u kontaktima s alteriranim tufovima može uočiti tekstura utiskivanja.	Vapnenci su vekstoni, rijeđe litoklastični vapnenci. Vekstonski – biomikritni varijeteti sastoje se od fosila tankoljušturastih školjkaša i radiolarija povezanih mikritnim muljem. Varijetet litoklastičnih vapnenaca sastoji se od loše sortiranih klasta vapnenaca različitog sastava. Prepoznati su klasti potpuno mikritnog sastava, biomikriti s radiolarijama i biospariti s algama. Pelagički klasti su veći, uglavnom ruditnih dimenzija. Vezivo je dominantno krupnokristalasti sparikalcit. U litoklastičnim vapnencima moguće je prepoznati laminaciju i normalnu gradaciju. Svi varijeteti su silicificirani. Silicificirana područja su uglavnom nepravilno raspoređena u obliku leća i nodula ili se pojavljuju kao tanki proslojci. Silicificirana područja sastoje se od mikro- do makrokristalastog kvarca. Mjestimice su uočene i domene rekristalizirane u makrokristalasti dolomit. Također su u vapnencima mjestimično prisutni sitni opaki minerali. Litotip silificiranih dolomita predstavljen je kasnodijagentskim dolomitima subhedralne do euhedralne strukture. Neki vapnenci nisu potpuno dolomitizirani već sadrže relikte biomikrita. Silicifikacija koja može zahvatiti veliki udio stijena. Silicificirane domene su izgrađene od makrokristalastog kvarca.	Radiolarije i tankoljušturasti školjkaši, alge, foraminifere, gastropodi.	Biomikritni vapnenci s pelagičkom faunom i horizontalnom laminacijom taloženi su iz suspenzije, slijeganjem fosilnog materijala i mikritnog mulja. Litoklastični vapnenci s litoklastima pelagičkih, ali i plitkomorskih vapnenaca nastali su fragmentacijom i pretaloživanjem materijala iz plićeg taložnog okoliša. Klasti plitkomorskih vapnenaca porijeklom su s tektonski izdignutih blokova na kojima su taloženi plitkomorski vapnenaci. Fragmentirani materijal je pretaloživan gravitacijskim tokovima niz nastalu podmorsku padinu. Klasti pelagičkih karbonata uklopljeni su u sastav tijekom transporta niz padinu, bliže taložnom prostoru. Naslage vapnenaca su sekundarno dolomitizirane u makrokristalaste dolomite što je bilo potaknuto prodorom magme u taložni okoliš.
	Sinj 3a	laminirani makrokristalasti dolomit					
	Sinj 3b	intenzivno silicificirani i dolomitizirani vapnenc					
	Sinj 12	laminirani silicificirani mikrit-biomikrit					
	Sinj 13	laminirani silicificirani mikrit-biomikrit s organskom komponentom					
	Sinj 14	silicificirani i dolomitizirani biomikrit					
	Z 1	makrokristalasti dolomit					
	Z 2	silicificirani makrokristalasti dolomit					
	Z 3	silicificirani mikritni vapnenac					
	Z 4	silicificirani laminirani biomikrit					
	Z 5	silicificirani biomikrit s tankoljušturastim školjkašima					

	Z 6 Z 7	silicificirani i dolomitizirani biomikrit s tankoljušturastim školjkašima silicificirani biomikrit s tankoljušturastim školjkašima					Silicifikacija je također dijagenetska pojava. Povećanje koncentracije SiO2 komponente u marinskom taložnom prostoru dovelo je do formiranja nodularnih, lećastih ili tankopločastih tamnih silicificiranih dijelova u karbonatnim naslagama.
	Z Baz 1 Z Baz 2 Z Baz 3 Z Baz 4	olivinski bazalt olivinski bazalt olivinski bazalt olivinski bazalt	Koherentni facijes	Stijene su smeđe do zelene boje. Svježi djelovi su tamni, gotovo potpuno crni i imaju porfirnu teksturu. Moguće je uočiti kuglaste/jastučaste forme.	Stijene su intersertalne i glomeroporfirne strukture u kojoj se nalaze fenokristali plagioklasa, klinopiroksena i olivina. Najčešći fenokristali su plagioklasi idiomorfnih formi. Plagioklasi su često zahvaćeni alteracijama u minerale glina i kalcit. Fenokristli klinopiroksena formiraju nakupine dajući stijeni glomeroporfirnu strukturu. Često su alterirani u klorit i opake minerale. Fenokristali olivina su dimenzijama najveći, i do 5 mm. Forme kristala olivina su hipidiomorfne do alotriomorfne. Uglavnom su svi fenokristali olivina raspucali i potpuno alterirani u agregate igličastih i vlaknastih minerala serpentina. Osnova je izgrađena je od sitnih mikrolita plagioklasa i zrna klinopiroksena između kojih se nalazi staklo.	-	Stijene ovog facijesa nastale su izljevom bazaltne lave u marinski okoliš. Iako kontakt Koherentnog Facijesa (KF) i Facijesa silicificiranih karbonata (FSK) ili Facijesa sineruptivno pretaloženih piroklastita (FSPT) nije točno ustanovljen ranijim istraživanjima oni se nalaze u konkordantnom položaju. Izostanak stijena peperitnog tipa svjedoči o proboju bazalta kroz već litificirane stijene. Prisustvo glomeroporfirne strukture ukazuje na zadržavanje magme u komori i visok stupanj kristalizacije.
	PB 1 PB 7 PB 9 PB 11 PB 16a	silicificirani biomikrit s kristaloklastima i litoklastima, sideritni dijelovi silicificirani biomikrit s kristaloklastima i litoklastima silicificirani biomikrit s kristaloklastima silicificirani biomikrit silicificirani biomikrit s kristaloklastima i litoklastima, sideritni dijelovi	Facijes silicificiranih vapnenaca	Sastoji se od tamno sivih vapnenaca. Slojevi su pločasti i nodularni. Debljina slojeva varira od 5 do 50 cm. Često je u facijesu prisutna horizontalna laminacija i mjestimice tektura utiskivanja. Vapnenci su uglavnom vekstonskog tipa, s mjestimice prisutnim piroklastičnim kristaloklastima. Silicifikacija u facijesu je nepravilna ili	Biomikritni vapnenci se sastoji od tanko ljušturastih školjkaša i radiolarija. U laminama se izmjenjuje mikritno ili sparikalcitno vezivo (mjestimično je osim kalcitnog uočeno Fe-kalcitno/dolomitno vezivo). Ljušture školjkaša su intenzivno fragmentirane. U zonama gdje su tankoljušturasti školjkaši nepravilno poredani kristalizirao je igličasti i lepezasti kvarc. Iznimno rijetko uočavaju se spikule spužvi. Prisutni su silicificirani dijelovi stijena koji se sastoje od amorfnog, mikrokristlastog kvarca. U pojedinim uzorcima uočena je i stanovita količina	Tankoljušturasti školjkaši, radiolarije i spikule spužvi.	Karbonatne naslage taložene su iz suzpenzije u mirnim marinskim uvjetima. Okoliš je povremeno bio pod utjecajem piroklastične aktivosti i povišenja SiO2 komponente. Idiomorfni kristaloklasti u taložni su okoliš transportirani putem eksplozivnih erupcija i padom iz zraka u marinsku sredinu.

	PB 17	silicificirani biomikrit s kristaloklastima i litoklastima, sideritni dijelovi		nodularna, a sastoji se od žutih silicificiranih domena.	kristaloklasta. Sastav kristaloklasta je uglavnom jednolik, i sastoji se dominantno od plagioklasa i sanidina. Prisutna je i određena količina uglatih do srednje zaobljenih litoklasta bazalta.		
	PB 18	silicificirani biomikrit, sideritni dijelovi					
P l a v n o	PB 2	vitroklastični tuf	Facijes pretaloženih tufova	Kompaktni ili trošni slojevi tamno smeđe do zelene boje, debljine 5 do 60 cm. Mjestimice se uočava horizontalna laminacija.	U vitroklastičnim varijetetima dominiraju amorfne krhotine stakla srpastog, pločastog i igličastog oblika pomiješane s mikrokristalastim agregatima klorita. Vitroklastične čestice su devitrificirane u mikrokristalasti kvarc i klorit. Prisutni su i izduženi fragmenti plovučca s tankim cjevastim šupljinama. Podređeno se pojavljuju radiolarije Silicijske ljušturice su uglavnom očuvane, a tek su ponekad rekristalizirane u kalcit. Još rjeđe se u preparatima pojavljuju kristaloklasti kvarca potpuno nepravilnih oblika često s unduloznim potamnjenjem. Često je miješanje amorfnog vulkanskog stakla i mikrokristalastih ageragata klorita kao proces devitrifikacije i alteracije vulkanskog stakla. Litoklastični varijeteti sastoje se gotovo isključivo od gusto zbijenih fragmenata izgrađenih od amorfne, hijalinske magmatske osnove žuto-zelene boje, i rijetkih fenokristala plagioklasa. Fragmenti su uglavnom zaobljeni, srednjeg do visokog sfericiteta. Osim fragmenata ovoga tipa, prisutni su i fragmenti skorije.	Radiolarije i tankoljušturasti školjkaši.	Ovaj facijes je nastao pretaloživanjem piroklastičnog materijala u marinski taložni prostor. Piroklastični materijal generiran je iz bazaltne erupcije periodičke erupcije strombolskog ili hawajskog tipa gdje su fragmenti nastajali fragmentacijom očvrsle nevezikularne lave prilikom erupcija. Sitne krhotine vulkanskog stakla su slijegane iz suspenzije, padom kroz vodeni stupac u mirnom marinskom okolišu. Segregacijom litoklastičnog i vitroklastičnog materijala nastale su izmjene litotipova ovoga facijesa.
	PB 3	kontakt litoklastičnog tufa i mikritnog vapnenca s kristaloklastima sanidina					
	PB 4	litoklastični tuf					
	PB 5	litoklastični tuf					
	PB 6	vitroklastični tuf					
	PB 8	kristalolitični tuf					
	PB 14	litoklastični tuf					
	PB 15a	vitroklastični tuf					
	PB 15b	laminirani litoklastični-vitroklastični tuf					
	PB 10	vulkanogeni pješčenjak			Sastoji uglavnom od litoklasta vulkanskih stijena i puno rjeđe kristaloklasta. Klasti su gusto pakirani, zbijeni. Litoklasti odgovaraju		Jedinice ovog facijesa talože se

	PB 12	vulkanogeni pješčenjak	Facijes vulkanogenih pješčenjaka	Sitno do srednjezrnate naslage klastične strukture. Jedinice ovog facijesa su zelenkaste do smeđe boje. Česta je horizontalna laminacija i mjestimice prisutna tekstura utiskivanja.	bazaltnima. Uglavnom su dobro zaobljeni, a prevladavaju zrna srednje do visoke sferičnosti. Osim litoklasta, u preparatima je vidljivo od 15 do 30 vol. %. kristaloklasta, uglavnom feldspata. Znatno češći su plagioklasi od K-feldspata. Oblicima su uglavnom hipidiomorfni. Često su alterirani u minerale glina, a povremeno se uočava alteracija u prehnit. Sanidini su uglavnom svježi i rijetko alterirani. Od prisutnih magmatskih juvenilnih klasta rijetko se uočavaju fragmenti skorije. Vezivo je karaktera matriksa i sastoji se od pelitnog materijala smeđe boje.	Rijetko tankoljušturasti školjkaši i radiolarije	brzoturbiditnim tokovaima s vučnim transportom i povremenim opadanjem energije transporta koje dovodi do positnjavanja materijala. Litični framgenti magmatskih stijena donešeni su iz zaleđa prema taložnom prostoru, a potaknuto i eksplozivnim erupcijama, te kada se zadovolje svi uvjeti pretaloženi u dublji marinski okoliš moguće reduktivnih uvjeta.
	PB 13	vulkanogeni pješčenjak					
	PB 16	vulkanogeni pješčenjak					

ŽIVOTOPIS

Duje Smirčić je rođen 29. svibnja, 1985. godine u Zadru.
Osnovnu i srednju školu (Prirodoslovno-matematičku gimnaziju Franje Petrića) završio je u Zadru gdje je maturirao 2004. godine.
Iste godine upisuje studij geologije na Rudarsko-geološko-naftnom fakultetu Sveučilišta u Zagrebu. Diplomirao je 2011. godine (smjer: Geologija ležišta mineralnih sirovima i geofizička istraživanja), obranivši tema diplomskoga rada pod naslovom: ”Petrološke karakteristike sedimentnih stijena prijelaznog intervala perm-trijas u Vanjskim Dinaridima”; pod mentorstvom prof. dr. sc. Dunja Aljinović.
Od 11.srpnja, 2011. god. zaposlen je na Zavodu za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine Rudarsko-geološko-naftnog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu kao znanstveni novak/asistent kada upisuje i poslijediplomski doktorski studij na Rudarsko-geološko-naftnom fakultetu, smjer Geologija.
Na Rudarsko-geološko-naftnom fakultetu sudjeluje u izvođenju vježbi iz kolegija Petrologija sedimenata na preddiplomskom studiju, i iz kolegija Metode istraživanja sedimenata i terenske nastave iz kolegija Taložni sustavi vodonosnika na diplomskom studiju. Također, na Šumarskom fakultetu izvodi vježbe iz kolegija Petrologija s geologijom na preddiplomskom studiju Šumarstva i Urbanog šumarstva.

Sudjelovao je kao suradnik na 6 znanstvenih projekata.

Do sada je u koautorstvu objavio jedno (1) poglavlje u knjizi, dva (2) znanstvena rada, tri (3) rada u sažetcima skupova i deset (10) sažetaka u formi sažetaka znanstvenih skupova.

Bio je neposredni voditelj šest (6) završnih i diplomskih radova studenata.

Od 2012. godine zamjenik je člana Fakultetskog vijeća RGNF-a.
Od 2017. godine član je Fakultetskog vijeća RGNF-a.
Od 2017. godine zamjenik je tajnika za završne i diplomske ispite.

Član je Hrvatskog geološkog društva.
2011. sudjelovao je u predstavljanju Rudarsko-geološko-naftnog fakulteta na smotri Sveučilišta u Zagrebu.
2012. godine sudjelovao je u promociji Rudarsko-geološko-naftnog fakulteta u srednjim školama u Zadru i Šibeniku.
2012. godine sudjelovao je na Festivalu znanosti.

POPIS RADOVA

Poglavlje u knjizi

Barudžija, U., Bočić, N., Macek, K., Repinc, I. & Smirčić, D. (2015): Trijaski karbonatni kompleks Papuka (izdanci uz cestu Velika-Slatinski Drenovac), *5.hrvatski geološki kongres - Vodič ekskurzija,* Horvat, M. & Galović, L. (ur.)

Znanstveni radovi

Smirčić, D., Lugović, B., Aljinović, D., Hrvatović, H., Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B., Gajšak, F. (2016): Middle Triassic autoclastic deposits from Southwestern Bosnia and Herzegovina, *Rudarsko-geološko-naftni zbornik,* 31, 1-12

Sudar, V., Aljinović, D., Smirčić, D., Barudžija, U. (2016): Composition and provenance of Gröden sandstone from the Velebit Mts, *Rudarsko-geološko-naftni zbornik,* 31, 53-67

Radovi u sažecima znanstvenih skupova

Smirčić, D., Kolar-Jurkovšek, T., Aljinović, D., Hrvatović, H., Jurkovšek, B. & Krystyn, L. (2015): Stratigrafska korelacija vulkanoklastičnih horizonata srednjega trijasa u Vanjskim Dinaridima, *Knjiga sažetaka I. Kongresa geologa Bosne I Hercegovine sa međunarodnim učešćem,* Hrvatović, H., Skopljak, F., Filipović, A., Ivanković, B. (ur.) Tuzla, Udruženje/udruga geologa Bosne i Hercegovine, 55-57

Smirčić, D., Aljinović, D., Garašić, D., Kolar-Jurkovšek, T., Barudžija, U., Hrvatović, H., Jurkovšek, B. (2016): Characteristics of Middle Triassic volcaniclastic deposits in the External Dinarides (Croatia and Bosnia and Herzegovina), *III kongres na geolozita na Republika Makedonija, Zbornik na trudovi, Knjiga -1-*¸ Lepitkova, S. & Boev, B. (ur.), Struga, Makedonsko Geološko Društvo, 319-321

Aljinović, D., Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B. & Smirčić, D. (2016): Litho-, bio- and chemostratigraphic methods in stratigraphy: some examples from the Dinarides (Croatia and Slovenia), *III kongres na geolozita na Republika Makedonija, Zbornik na trudovi, Knjiga -1-*¸ Lepitkova, S. & Boev, B. (ur.), Struga, Makedonsko Geološko Društvo, 313-316

Sažeci u zbornicima skupova

Ostrelič, D. & Smirčić, D. (2016): Petrographic and Geochemical Characteristics of the Middle Triassic Volcaniclastic deposits from Lika (External Dinarides, Croatia)¸*Conference Proceedings of 7th International Geosciences Student Conference*, Drwiła, M., Kotlarek, P, Kubalski, J.P. (ur.), Katowice, Studenckie Koło Naukowe Geofizyków PREM Uniwersytetu Śląskiego, 21-23

Aljinović, D., Kolar-Jurkovšek, T., Horacek, M., Richoz, S., Krystyn, L., Smirčić, D., Jurkovšek, B. (2015): Lito-, bio- I kemostratigrafija donjega trijasa Vanjskih Dinarida (Plavno, Hrvatska), *5. Hrvatski Geološki Kongres s međunarodnim sudjelovanjem, Knjiga sažetaka*, Horvat, M. & Wacha, L. (ur.), Osijek, Hrvatski Geološki Institut, 14-15

Aljinović, D., Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B., Smirčić, D., Nestell, G., Širić, K. (2015): Mikropetrografske karakteristike mikrobijalnih sedimenata na granici perm-trijas (Vanjski Dinaridi Slovenije i Hrvatske), *5. Hrvatski Geološki Kongres s međunarodnim sudjelovanjem, Knjiga sažetaka*, Horvat, M. & Wacha, L. (ur.), Osijek, Hrvatski Geološki Institut, 16-16

Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B., Aljinović, D., Nestell, G., Smirčić, D. (2015): Microbial deposits in the Permian-Triassic boundary interval of the Slovenian Dinarides, *XVIII International congress on the Carboniferous and Permian, Abstract Volumen*, Nurgaliev, Danis K. (ur.).Kazan, Rusija : Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University. 95-95

Aljinović, D., Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B., Smirčić, D., Horacek, M., Krystyn, L., Richoz, S. (2014): The Early Triassic epeiric ramp depositional sequence in the Dinarides, *4.Slovenski geološki kongres, Povzetki in ekskurzije*, Rožič, B., Verbovšek, T., Vrabec, M. (ur.). Ankaran, Naravnoslovnotehnička fakulteta, Univerza v Ljubljani, 1-2

Aljinović, D., Smirčić, D., Horacek, M., Richoz, S., Krystyn, L., Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B. (2014): Evolution of the Early Triassic marine depositional environment in the Croatian Dinarides, *Geophysical Research Abstracts Vol 16, EGU2014,* Erbacher, J. (ur.). Beč, 10284-10284

Aljinović, D., Horacek, M., Krystyn, L., Richoz, S., Kolar-Jurkovšek, T., Smirčić, D. (2013): Early Triassic epeiric ramp setting in the southern Dinarides (Croatia), *World Summit on P-Tr mass extinction & extreme climate change – Abstracts*, Chen, Z.-Q.; Yang, H., Luo, G. (ur.). Wuhan, China University of Geoscience, 3-4

Smirčić, D., Aljinović, D., Kolar-Jurkovšek, T. (2013): A significance of the Early Triassic oncolitic and oolitic facies – example from the Dinarides, *World Summit on P-Tr mass extinction & extreme climate change – Abstracts*, Chen, Z.-Q.; Yang, H., Luo, G. (ur.). Wuhan, China University of Geoscience, 61-62

Aljinović, D., Smirčić, D., Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B. (2013): Karakteristike taložnog okoliša naslaga donjeg trijasa Dinarida, *Zbornik sažetaka V savjetovanja geologa Bosne I Hercegovine sa međunarodnim učešćem,* Đurić, N., Hrvatović, H., Skopljak, F. (ur.). Sarajevo, 3-4

Aljinović, D., Kolar-Jurkovšek, T., Jurkovšek, B. Smirčić, D. (2012): Facies characteristics of the Permian-Triassic boundary interval in the Dinarides (Croatia and Slovenia), *International Association of Sedimentologists, 29th IAS Meeting of Sedimentology, 3rd circular, Programme,* Gawlick, H.-J., Missoni, S. (ur.). Leoben, Montanuniversiteat Leoben, Departmant of Applied Geosciences and Geophysics, 454-454