



**BULETINI I
SHKENCAVE GJEOLOGJIKE**

**ORGAN I
SHERBIMIT GJEOLOGJIK SHQIPTAR**

VITI XIX (XXXXVIII) I BOTIMIT

1

2002

TIRANE

**BULETINI I
SHKENCAVE GJEOLOGJIKE**

**ORGAN I
SHERBIMIT GJEOLOGJIK SHQIPTAR**

VITI XIX (XXXXVIII) I BOTIMIT

1

2002

TIRANE

BULETINI I SHKENCAVE GJEOLGJIKE 2002-1

REDAKSIA:

Prof. Dr. Teki BIÇOKU

Kryeredaktor

ANETARE:

As. Prof. Dr. Ilir ALLIU, Prof. Dr. Radium AVXHIU,
Prof. Dr. Çerçiz DURMISHI, Prof. Dr. Kadri GJATA,
Prof. Dr. Lirim HOXHA, Prof. Dr. Nikolla KONOMI,
Prof. Dr. Selami MEÇO, Prof. Dr. Dëfrim SHKUPI,
Inxh. Hidrogeol. Ibrahim TAFILI,
Prof. Dr. Artan TASHKO (Sekretar)

Art Designer

Marsida ÇELA

Adresa Redaktses: Redaksia e Buletinit të Shkencave Gjeologjike
Shërbimi Gjeologjik Shqiptar

Rruga e Kavajës Nr. 153, Tirana, ALBANIA
Tel. ++355 4 222 578
Fax. ++355 4 229 441

TREGUESI I LENDES (CONTENTS)

Peza L. H. <i>Alpine deformational history of the internal Albanides (Mesozoic and early Paleogene) Historia e deformimit Alpin të Albanidave të brendëshme (mesozoik deri në paleogjen i hershëm).</i>	5
Xhomo A., Kodra A., Gjata K. <i>Genesis setting of Albanian ophiolites in Mirdita oceanic basin and not Krasta - Cukali (= Pindos) basin. Vendi i gjenezës së ofiolitëve të Shqipërisë është baseni oqeanik Mirdita dhe jo baseni Krasta - Cukali (= Pindi)</i>	25
Lekaj Gj., Deda T., Vukzaj N. <i>Tipet e mineralizimit sulfur në sektorin Munnellë - Qafë Bari Sulphuride mineralization types in Munnellë - Qafë Bari sector (Central Mirdita - Albania)</i>	43
Hoxha I. <i>Parametrizimi gjeostatik i rezervave minerare Parametrization of recoverable reserves</i>	55
Elezaj Z. <i>Karakteristikat sizmotektonike të Kosovës The seismotectonic Characteristics of Kosovo</i>	65
Xhemalaj Xh. <i>Probleme hidrogeokimike të ujërave të vendburimeve karbonatike tv naftës të Shqipërisë Hydrogeochemical problems of waters of oil carbonate deposits of Albania</i>	81

KIÇI V.

Depozitimet e triashtave të poshtëm në Portat e Shalës (Dugagjin)
The middle Triassic deposits in the Portat e Shalës sector (Dugagjin)

91

NEKROLOGJI

Inxh. Gjeolog. Haki CASLLI

97

Inxh. Gjeolog. Skënder HOXHA

98

ALPINE DEFORMATIONAL HISTORY OF THE INTERNAL ALBANIDES (MESOZOIC AND EARLY PALEOGENE)

Luftulla H. PEZA

ABSTRACT

Two high tectonic units compose the Internal Albanides: the Mirdita zone, which occupies the greatest, western part of the territory and the Korabi zone, which is the most eastern unit of the Albanides. The Mirdita zone is characterized by the presence of ophiolites and a higher intensity of tectonic activity during the Mesozoic and Early Paleogene. During this time, the Korabi zone had been more or less a stable intermediate belt between the Albanides and most internal Hellenic zones.

During the Triassic and early Lias, paleo-Mirdita represented a vast platform bordered in the West by the Kelmendi-Cukali-Pindos basin and in the East by the Korabi-Pelagonian old nucleus.

Tectonically, the Internal Albanides were structured by some folding phases of the Alpine orogeny during the Mesozoic and Tertiary. The main orogenic movements are: *Pfalzian orogeny*, along the Late Paleozoic-Triassic boundary, *Cimmerian orogeny*; during late Lias-upper Jurassic, Mirditean *orogeny* during Neocomian, *Illyrian orogeny* during the Middle Eocene. Other movements are the *Mediterranean phase* during the Late Turonian-Coniacian, *Subhercinian phase* during the Late Campanian-Early Maastrichtian, *Austrian phase* along the boundary L/U Cretaceous and the *Laramide phase* along C/T Boundary.

Key words: orogeny, Mesozoic - Paleogene, Internal Albanides (Mirdita zone), Eastern Albania.

INTRODUCTION

Two high tectonic units compose the Internal Albanides: Mirdita and Korabi zones (fig. 1).

The Mirdita zone occupies approximately 4/5 of the territory of the Internal Albanides. It is composed of Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Tertiary Quaternary deposits. This unit is characterized by the wide presence of ophiolites and is also influenced by the different tectonic events of high intensity.

The Mirditean area with the ophiolites in the Dinarides in northwest direction and the Subpelagonian area in the southeast direction in the Hellenides form the western ophiolitic belt of the eastern Mediterranean region (Channell et al. 1979). This zone is the main topic of the paper.

The Korabi zone represents the eastern-most part of the Internal Albanides and its greater parts extend into Macedonia and Greece. This zone is build up mainly by the Paleozoic structures. During the Mesozoic it was placed between eastern ophiolitic belts, Mirditean and Vardar. This was the reason that its formations significantly metamorphosed. To a certain extent, the Korabi area has served as a stable intermediate belt between the other part of Albanides and the innermost Hellenic zones.

Up until the 1980s, Albanian geologists generally believed that during the Mesozoic, sedimentation in the Mirdita zone had developed without any interruption and no gap had been presented in the geological record of the zone during this time (Geological map of Albania, 1983 and Tectonic map of Albania, 1985). The sporadic information about the presence of stratigraphic gaps in the geological record in the Munella and Krejljura-Kurbneshi regions (northern part of the Mirdita zone) during the Upper Jurassic and Lower Cretaceous which did appear in Albanian professional journals, (Peza et al. 1981, 1983) was generally disregarded.

The general study of the stratigraphy and paleogeography of the sedimentary cover on the ophiolites in the Mirdita zone (Upper Jurassic-Cretaceous-Early Tertiary) (1980-1985) offered us new important data about the tectonic events in this area and, as a result, filled in the stratigraphical gaps in geological record of this zone (Peza et al. 1981, 1983, 1985). In these studies, by new observations in the southern parts of the zone, some emerged and deformation events have been confirmed for the entire territory of the zone and the general evolution schema for it, emphasizing in the presence of the emergences and overthrusts, was confirmed. Cimmerian, Mirditean, Mediterranean, Subhercinian, Laramide tectonic phases are treated and described widely.

D1 and D2 deformations phases described nowadays by Caroci et al. (1996) and Bortolotti et al. (1996)

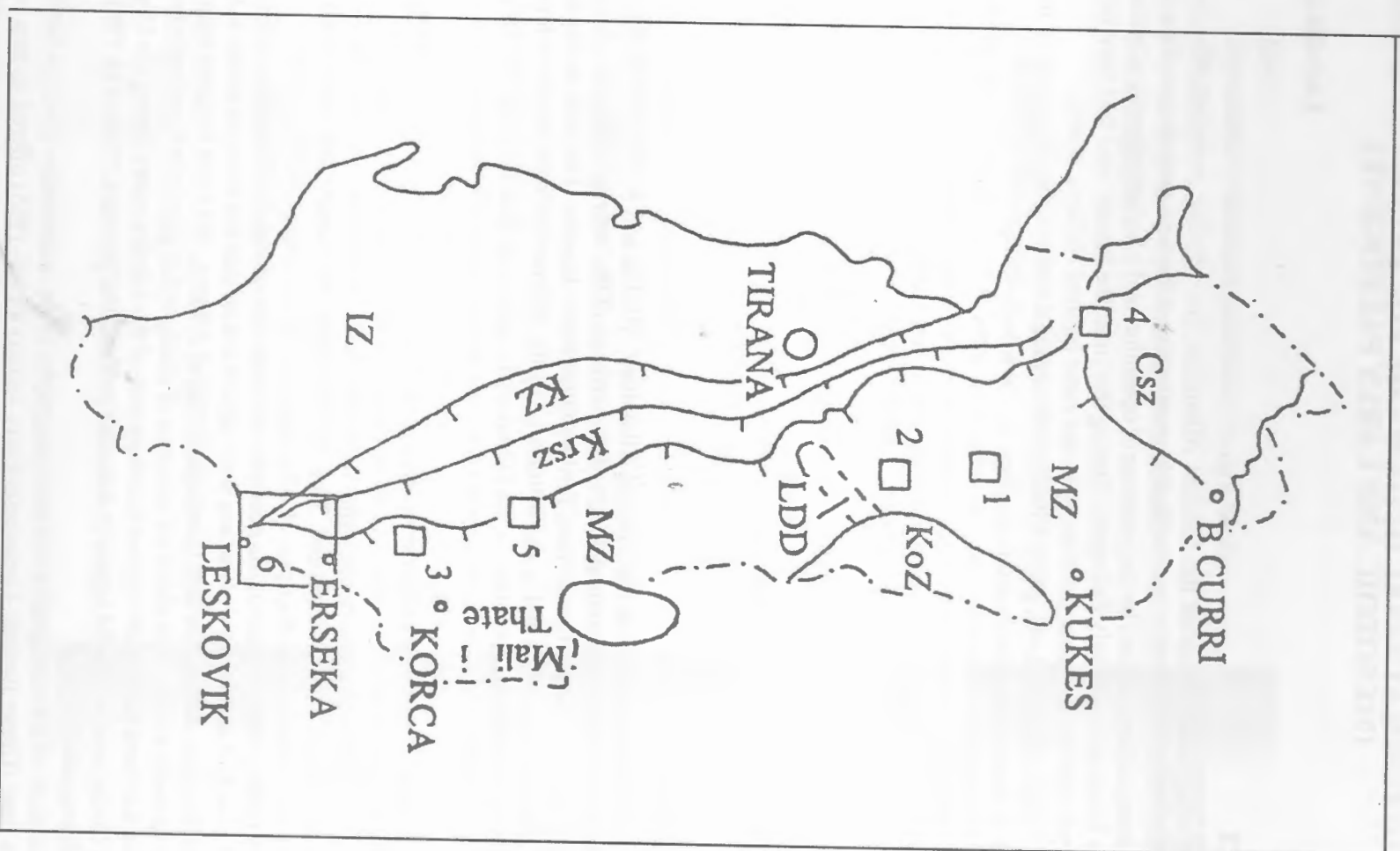


Fig. 1-Tectonic sketch map of the Internal Albanides indicating the nappes treated in the paper. Internal Albanides: MZ-Miridita zone, Koz-Korabi zone and partly External Albanides: Csz-Cukali subzone, Krsz-Krasa subzone, KZ-Kruja zone, IZ-Ionian zone. 1-Kurbneshi nappe, 2-Vanas-Varosh nappe, 3-Vithkuq-Ujëbardha nappe, 4-Shkodra nappe, 5-Devoli nappe, 6-Kolonja nappe, LDD-Labinot-Dibra Depression.

are copied from published papers and unpublished reports by Albanian geologists. Working in a very small area in the northern part of the Miridita zone, the authors do not have full sufficient field material to come to the conclusions for the presence of these phases for all the territory of the Miridita area. On the other hand, for the presence of these phases in the Albanides the authors have many used data from Albanian scientific published and unpublished sources without making proper citations. The author of this paper has twice sent written remarks concerning this issue to Rodolfo Carosi (Pisa, Italy) and Valerio Bortolotti (Firenze, Italy), but received no response (Peza 1997). The authors in question have used a significant amount of data on the ophiolites, which they took from Albanian scientist without properly citing them (Peza 1998a,b, Peza 1999, Hoxha 1998).

During the Triassic and Early Lias paleo-Miridita, there was a wide platform with a normal shallow water sedimentation (Peza & Pirdeni 1984, Gjata et al. 1987, 1990, Peza 1998). Varied limestones and dolomites with rare chert lenses and stratification, mainly in the middle Triassic, are typical of this time period. The thin-bedded limestones and dolomites with Megalodonts of the Upper Triassic and grey limestones of the lower Lias on the top close the shallow water development in the region. This platform is bordered on the west with the Bosnian-Kelmendi-Cukali-Pindos basin and on the east with Korabi-Pelagonian old nucleus.

Some peaks of alpine folding tectonically structured the Internal Albanides. This was caused by the movements of the African plate and the Adria block to eastwards and their collision with European plate. The main tectonic phases, which have taken part in the structuring of the Internal Albanides and mainly in the Miridita area, acted during the Late Permian-Early Triassic, Jurassic, Cretaceous and Early Tertiary. They are: Pfalzian, Cimmerian, Miriditean, Austrian, Mediterranean, Subhercinian, Laramide and Illyrian movements. During the Pfalzan (Late Paleozoic-Triassic), Cimmerian (late Lias-Callovia), Miriditean (Neocomian-Hauterivian), Mediterranean (late Turonian-Coniacian), Subhercinian (Late Campanian-Early Mastrichtian) and Illyrian (Middle Eocene) tectonics, the land was emerged and intensively deformed. The Austrian and Laramide phases in the paleo-Miridita area caused sedimentation conditions to become deeper.

The objective of this paper is to provide evidence for the step-by-step geodynamic evolution of the area during the Mesozoic and Early Tertiary, which are based on many years of observing the Miridita area. Due to the fact that this area is closely connected with Dinarides and Hellenides regions, the hypotheses expressed here have a regional character.

GEODYNAMIC EVOLUTION

After a general calm development during the Triassic, beginning with the Late Lias up to the Middle Eocene, different phases of the alpine orogeny were present in the Internal Albanides and especially in the paleo-Miridita area. As a result, the land was tectonically reworked and some times strongly folded. The intensity of these tectonics were sometimes very high, expressed by vertical and horizontal movements (fig. 1).

The Pfalzyan, Cimmerian, Miriditean and Illyrian folding tectonics caused the land to emerge, which brought along with it a great wrench fault to westwards. The Mediterranean and Subhercinian phases were weaker and thus caused the land to emerge and deform. The Austrian and Laramide phases influenced the changes in the sense of sedimentation in this area.

These movements caused some time interruption in the sedimentation record of the Miriditean area during the Early Triassic, Jurassic, Cretaceous and Early Tertiary. Thus the sediments deposited during this time are grouped in some sedimentation cycles and are very distinctive from one another. The distinction lies in the stratigraphical gaps between them as every new cycle emerges progressively on the older cycles. Sedimentary cycles in the Triassic, Jurassic, Cretaceous and Early Paleogene of the Miridita zone from bottom to top are: Triassic-Upper Dogger cycle, Kimmeridgian-Valanginian cycle, Barremian-Turonian cycle, Santonian-Lower Campanian cycle and Upper Mastrichtian-Middle Eocene cycle.

1-PFALZIAN OROGENY (Late Paleozoic-Early Triassic). During the Late Paleozoic the area of the Internal Albanides was uplifted accompanied by a strong deformation. Hercynian and Pfalzan movements turned the area into the part of the continent, being subdued to the weathering processes and erosion (Gjata et al. 1987, Peza & Shkupi, 1992).

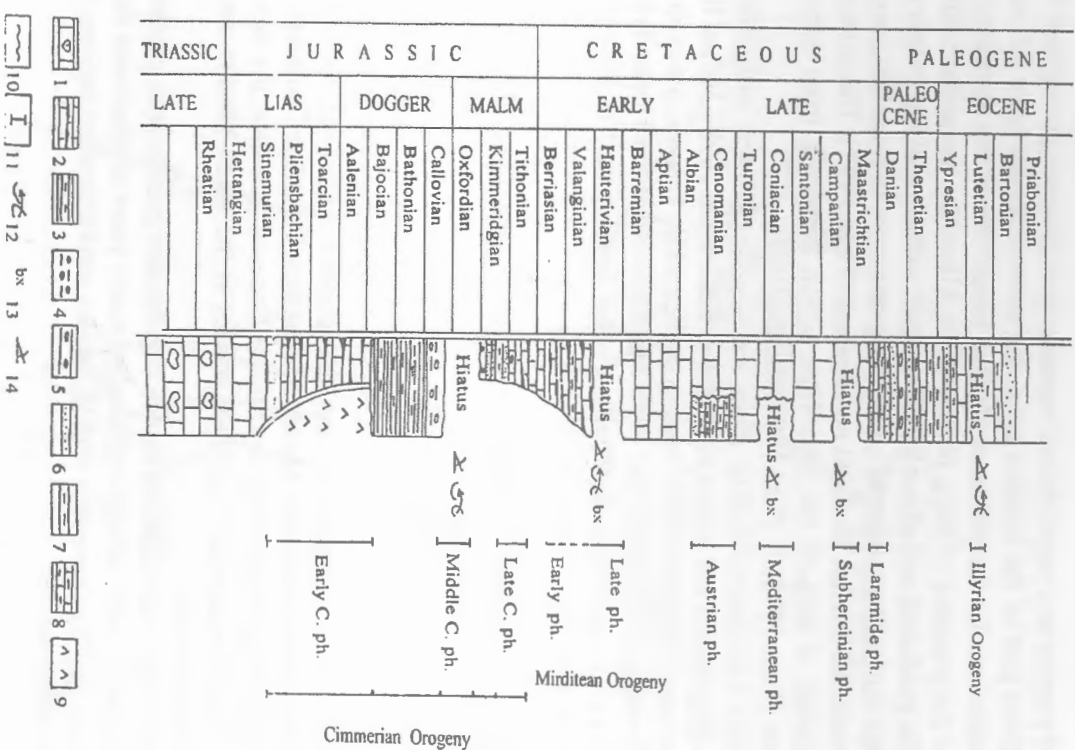


Fig. 2- Geotectonic evolution of the Mirdita area during the Jurassic, Cretaceous and Early Paleogene (with small changes after Peza et al. 1985, Peza 1988). 1-Platform limestones of the Upper Triassic, 2-Pelagic limestones with chert lenses, 3-Radiolarites, 4-Volcano-sedimentary formation, 5-Conglomerates, 6-Sandstones, 7-Marls, 8-Marly limestones, 9-Ophiolites, 10-Erosional (transgressive) surface, 11-Duration of the tectonic phase, 12-Wrench fault, 13-Bauxites, 14-High angular unconformity.

Lower Triassic deposits lie with a great angular unconformity over the strongly folded early Paleozoic schists which belong to the Ordovician, Silurian and Devonian (Gjata et al. 1987). In the base of the Triassic transgression lie reddish conglomerates and sandstones. They are followed by the different limestones some times with chert (radiolarite) nodules and layers.

The Triassic deposits of the Mirdita zone generally are represented by platform build-ups with pelagic intercalations. During the late Anisian submarine effusions represented by andesite, dacite and rhyolite are very extended in the area (Bezhanjani et al. 1989, 1990, Çakalli & Bezhanjani 1983). They form the volcano-sedimentary formation of the Mirdita zone. The passage Triassic-Early Lias generally was calm and gradual, without any event to be noted. The limestones with megalodonts and dasycladacean algae characterised the end of the Triassic and the beginning of the Lower Jurassic.

2-CIMMERIAN OROGENY(Late Lias-Late Dogger)The Cimmerian orogeny played a great role and influence in the paleogeography and tectonic structuring of the paleo-Mirdita and surrounding area (Peza & Shkupi 1988, 1992). It acted mainly in two phases: the early and middle phases, divided from each other by a relatively short period of calm.

Early Cimmerian phase. Important paleogeographic changes began during the Late Lias in the paleo-Mirdita, which were gradually stronger in time. The greatest parts of the region were fragmented and gradually subsided during the late Lias, leading in the opening of the basin with general North-South orientation. These movements were probably linked with the beginning of the activity of the ophiolitic volcanism in depth and their uplift later on.

During the Late Lias and early Dogger time thin-bedded reddish limestones with chert lenses, and grey-reddish in color formed in the basin. Many diagnostic fossils as *Vidalina martana*, *Involutina liasica*, "*Protoglobigerina*", *Globochaeta* sp, embryonal ammonites in these limestones are met (Peza & Pirdeni 1984, Peza 1998, Sartorio & Venturini 1988).

During this time, parallel with the pelagic sedimentation in some parts of the basin of paleo-Mirdita, ophiolites were gradually uplifted on the basin floor in some other regions. The idea of uplifting ophiolites during this time is supported by two important facts:

1. The increasing quantity of the silica in the seawater during the late Lias and early Dogger occurred due to the presence of igneous rocks in the contact with the seawater. From its presence in large quantity, excellent conditions were created for the development of radiolarians in the basin. The radiolarites, widely distributed in the Mirdita zone during Bajocian and Callovian, originate mainly from them.

2. The second fact is that the radiolarites lie simultaneously over both: over thin-bedded reddish limestones with chert lenses of the Middle Lias-Early Dogger and over the ophiolites, forming the first sediments on them (Peza & Pirdeni 1984).

Radiolarites in the Mirdita zone lie over the above-mentioned thin-bedded limestones with chert lenses and in some cases over the ophiolites. The radiolarite formation in this area consists of thin-bedded dark red radiolarites, constantly alternating with many very thin siliceous schist shales. The radiolarites, reaching a general thickness of 10-20 meters are very rich in radiolaria and in manganese and hematite nodules of different forms and size, as well. Dark grey aleurite-argillaceous schists with volcanics (diabase, spilite and quartz keratophyres) compose the upper part of the radiolarite formation (Peza & Pirdeni 1984).

The presence of radiolarian species as *Transsumum maxwelli*, *Sichoacapsa conexa*, *Tricolocapsa conexa*, *Parvicigula aff. boesi* testifies that the Bajocian-Callovian age had radiolarite formation in this area (Kelljci et al. 1994, Prela 1994). The interval between the Bajocian and Bathonian, during which the radiolarites sedimented in the basin, represents a period of a relative calm in the paleo-Mirdita region. **Middle Cimmerian phase.** The positioning of the ophiolites on the continental margins took place during the Callovian and maybe during the early Oxfordian. This might have occurred as a result of Middle Cimmerian movements, partly as ultramaphic diapirs and partly by the mechanism of subduction in the Mirdita-Subpelagonian belt as in other Mediterranean areas (Abbate et al. 1984, 1989, Karamata 1980, Treves 1996).

This is the period where these regions had finally strongly folded and emerged, undergoing the weathering processes in the continental conditions.

These movements are evident in the Late Jurassic in the Greek territory, as well. (Vaurinos massif, the western part of the Pelagonian massif) as JE1 deformation (Vergely 1976, Bebien et al. 1980, Mavridis et al. 1979).

After the end of the active period of the ophiolites (Oxfordian), during which they had a transformation role of the environs, starting with Kimmeridgian, the new era of subsiding and sea transgressions began in the paleo-Mirdita. The pelagic sedimentation started during the Early Kimmeridgian in southern part of the Mirdita area, where they are preserved in a relatively small sector west from the city of Korça (Voskop-Polena sector). Their sedimentations indicate the influence of the **Late Cimmerian phase.** The alternations of thin-bedded clay limestones with chert lenses and stratifications, sandstones, thin shales and conglomerates, continuing up to the late Valanginian characterize it. The many calpionellids, ammonites and other fossils (Meço 1980, Peza et al. 1981, 1983, 1985, Peza 1988, Gjata et al. 1990) can calculate the age of these deposits. Thin-bedded clay limestones, which pass into radiolarian marls, are rose coloured, and rich in honey-coloured chert lenses. The limestones of the Kimmeridgian-Tithonian age, preserved only in the Voskop-Polena area, contain many particles and small pieces of effusive, chlorite and iron hydroxide, which appear to have been produced by weathering of the ophiolitic rocks

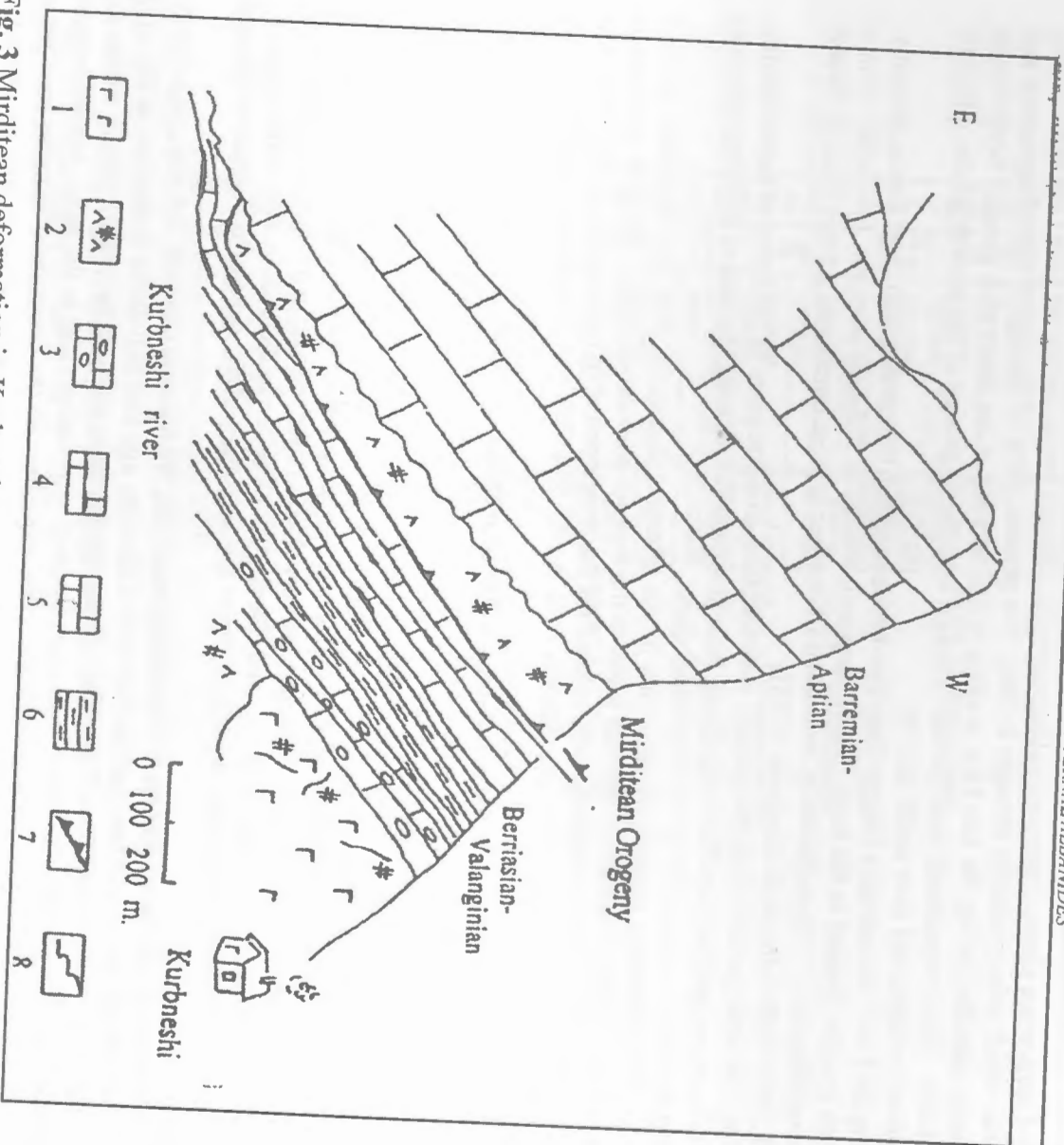


Fig. 3 Mirditean deformation in Kurbnesh sector (after Peza et al. 1983). 1-gabbros, 2-melange, 3-conglomerates and conglomeratic limestones, 4-thin-bedded limestones with chert lenses (Berriasian-Valanginian), 5-Barremian-Aptian limestones with rudists, 6-marls, 7-overthrust, 8-unconformity (Peza et al., 1985, Peza 1988, 1989).

The Kimmeridgian transgression occupied a small surface in the Mirdita area. The Tithonian transgression was wider, but nevertheless the big parts of the Mirdita area remain dryland. The Berriasian and Valanginian sea covered almost all of the Mirditean area. Only some islands and peninsula such as Arrën (southwest of the town of Kukës) and Mali i Thatë regions (fig. 1) were not submerged in the sea during this time. The Kimmeridgian-Neocomian deposits in the Mirdita area always transgressively located over the very fragmented and folded basement, formed by the different ophiolitic rocks and/or Triassic-Lower Jurassic limestones (Peza et al. 1981, 1983, 1985, 1992, Peza 1988, 1995).

MIRDITEAN OROGENY (Neocomian) After finishing the stratigraphical study on the Upper Jurassic-Cretaceous deposits in the Mirdita zone, we generally concluded that Hauterivian deposits or diagenetic fossils, which would testified the presence of the Hauterivian (Peza et al. 1981, 1983, 1985, Peza 1988), were not found in any part of the Mirdita zone. In addition, Barremian deposits in this zone awkwardly lie on the older and very folded and fractured basement. There are different ophiolitic rocks, Triassic-Middle Jurassic deposits or Kimmeridgian-Tithonian-Neocomian flysch deposits. This fact led us to the important conclusion that during the Hauterivian time, the paleo-Mirdita area was generally emerged and eroded. Thus the Mirditean phase on Albanian territory was distinguished (Peza et al. 1981, 1983, 1985, 1992, Peza 1988, 1995). This orogeny has acted by two phases in the Internal

Albanides: early and late mirditean phases (fig. 1, 2).

Early Mirditean phase. During the Early Mirditean phase, under the influence of the vertical movements were formed the flysch deposits of the Berriasian-Valanginian age, very extended in the Internal Albanides. These deposits are represented by alternations of conglomerates, sandstones, marls, and marly limestones with chert lenses. Many calpionellids are found in these deposits divided into two zones:

-in the lower *Calpionellopsis oblonga*, *C. simplex*, *Tintinopsella carpathica*, *Remaniella catishiana* are found, indicating the presence of the Calpionellopsis zone of the Upper Berriasian-base of the Valanginian, in the upper *Calpionellopsis darderi*, *Calpionellopsis oblonga*, *C. simplex*, *Tintinopsella carpathica*, *T. longa*, *Salpingelina levantina*, *Amphorelina subacuta*, indicating the Calpionellites darderi zone of the Valanginian (Peza et al. 1981, 1983, 1985a,b, 1988, 1989a, 1995, 1998).

Late Mirditean phase. In many places in the Mirdita zone it was noted that several great rock masses (of ophiolites, Triassic-Lower Jurassic limestones and Kimmeridgian-Tithonian-Neocomian deposits) were displaced during the Hauterivian time westwards as a result of the Late Mirditean phase. In this way this area emerged and formed some overthrust nappes: *Kurbnesh nappe*, *Vanas-Perroi Varoshit nappe*, in the northern part and *Vithkuq-Ujëbardha nappes*, in the southern part of the area. These nappes constitute today only the small fragments and remnants of the former great overthrust of the Mirditean mass on most western zones (fig. 1-5).

The general subsidence in the Mirdita area starts with the Barremian time. This was the greatest transgression registered in this zone, which occupied almost all the territory. The platform sediments in the northern part of the zone represent the Cretaceous deposits that continue up to the Senonian. In addition to this in the southern part of the area, they continue up to the Middle Turonian (Peza et al. 1985, Peza 1988, 1989).

3.1. Kurbneshi nappe (fig. 3). The Kurbnesh-Krejlura region is situated in northern part of the Mirdita zone and belongs to the western part of the Lura Ultramafic Massif (fig. 3). Different, very fractured ophiolitic rocks and progressively on them lie build up this region the Berriasian-Valanginian flysch deposits. Conglomerates in the base with ophiolitic pebbles represent them and rarely between them are pebbles from the limestones of Triassic and lower Jurassic age. Platy limestones with chert lenses alternating with shale thin layers and sandstones constitute the upper part of the section of Berriasian-Valanginian deposits in this region. The age of them is testified by means of the following microfossils: *Calpionella elliptica*, *Tintinopsella carpathica*, *T. longa*, *Remaniella catishiana*, *Calpionellopsis oblonga*, *C. simplex*, *Cambelliella striata*, *Cayenxia cf. annae*, *Lithocodium aggregatum*, *Salpingoporella annulata*, *Trochomina alpina*, *Aerulina* sp., *Codiacea*, *Ostracoda* and fragments of *Cladocoropsis* sp. (Peza et al. 1983, 1985, Peza 1988). On the top of the section in the Krejlura sector lie red bauxite bodies (Dobi et al. 1982, Peza et al. 1983).

On the Berriasian-Valanginian deposits (described above) in the Kurbnesh region tectonically lie a belt of very crumpled serpentinites of 20-100 meters thick. These serpentinites formed a tongue, displaced from the eastern sectors of the ophiolites, for some hundred meters and moved over the Berriasian-Valanginian deposits and other older rocks during the Mirditean orogeny (late phase fig. 2) (Peza et al. 1983, 1985, Peza 1988).

Due to these tectonic movements, the Berriasian-Valanginian deposits (south from the town of Kurbnesh) are very folded and fractured at the village of Gjocaj. Some tectonic lines of Mirditean origin, approximately in north-south direction, which were observed in the region divide the ophiolites in some tectonic blocks (Dobi et al. 1982). These tectonic lines in the ophiolites in drillings are met, too (Hoxha 1991).

North of Kurbneshi one can find same situation. The Berriasian-Valanginian deposits in this part of the region are very fractured and sometimes ophiolites are on top of them (Melo et al. 1967, Peza et al. 1985, Peza 1988).

The Barremian-Aptian deposits lie progressively over the different ophiolitic rocks, Berriasian-Valanginian marls and limestones or bauxite bodies in the region of Kurbnesh and Lura and surroundings. The tectonics generally has very little influence in the Barremian-Aptian deposits in comparison with ophiolites and Berriasian-Valanginian deposits (Peza et al. 1983, 1985, Peza 1988, 1996).

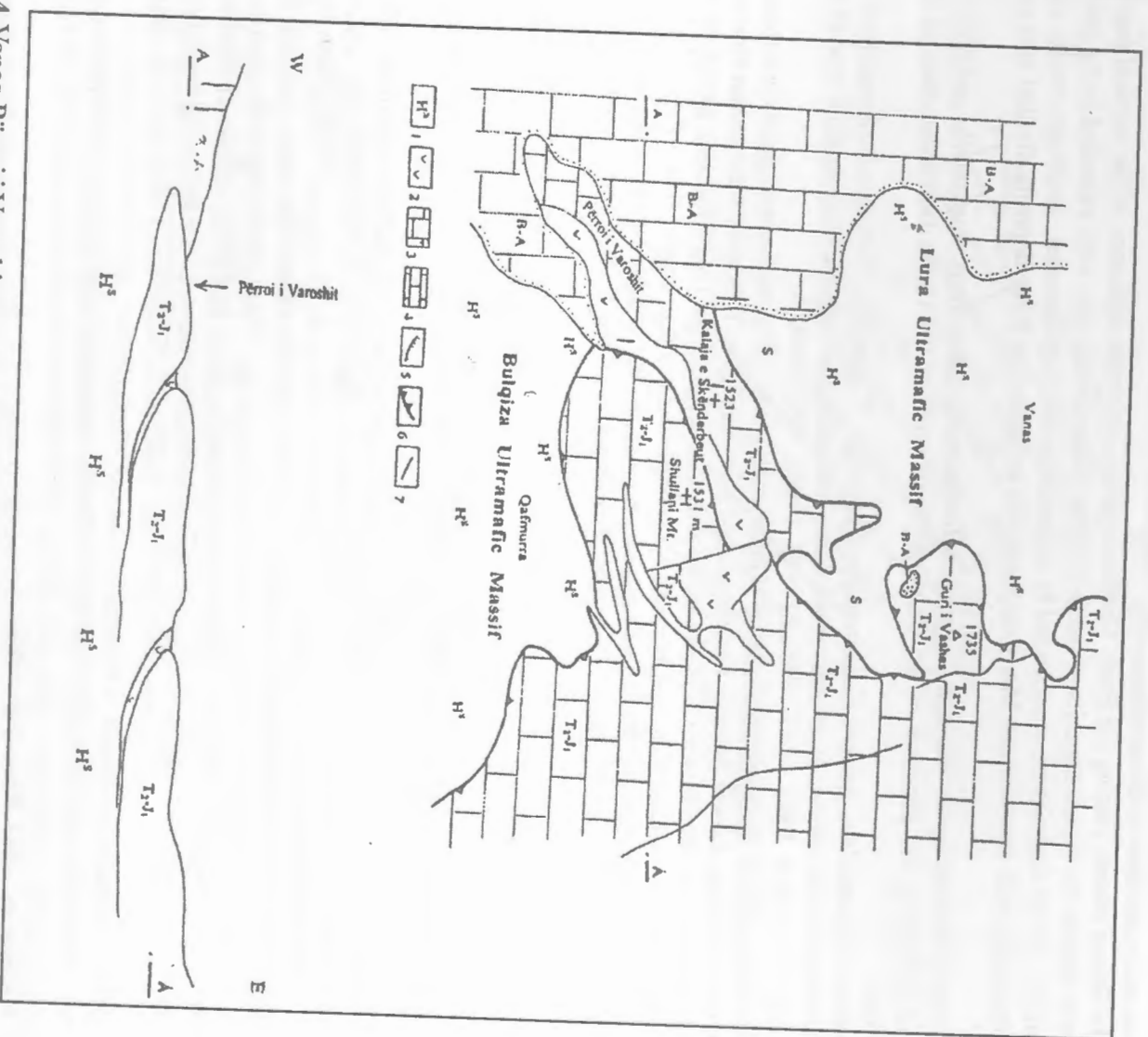


Fig. 4- Vanas-Përroi i Varoshit nappe. 1-Serpentined harzburgites, 2-Triassic volcanites, 3-Barremian-Aptian deposits (conglomerates and limestones), 4-Triassic-Lower Jurassic limestones, 5-Transgressive line, 6-Main overthrust line, 7-Secondary tectonic line

3.2. Vanas-Varoshi nappe (fig. 4). The Vanas-Përroi i Varoshit sector is situated in the southern part of the Lura Ultramafic Massive. In this sector there is a big extension of different ophiolitic rocks, Triassic-Middle Jurassic limestones and radiolarites and transgressive Barremian-Aptian deposits. This sector represents a great tongue of Triassic-Lower Jurassic limestones stretched to the west, dislocated from its main mass in the east and forming the Vanas-Varoshi nappe. Guri i Vashës Mountain is a part of this nappe. It is in northern part of the sector, which forms a great block of Triassic-Jurassic limestones situated over the ophiolites. The main part of this nappe lies at Përroi i Varoshit (Varoshi brook), where the Triassic-Lower Jurassic limestones form a thick limestone tongue dislocated more than 5-7 km. westward and lie over newer different ophiolitic rocks. The Vanas-Varoshi nappe divides the Lura Ultramafic Massif in north from Bulqiza Ultramafic Massif, in the south (Dede et al. 1971, Peza et al. 1985, Peza 1988).

The Barremian-Aptian conglomerates and limestones with many diagnostic fossils lie progressively over the ophiolites and Triassic-Jurassic limestones in the Vanas-Përroi Varoshit sector. One can find the following fossils in the section by the village of Vinjolla in the Barremian-Aptian deposits: gastro-

pods taxa: *Diozopyxis coguandi*, *Nerinea pauli*, *Nerinea kennisensis*, *Pseudonerinea clio*, *Trochophygmatis vinjollensis*, *Phaneropyxis* sp., *Diphyxis* sp., rudist taxa: *Requenia ammonia*, coral taxa: *Stylina* sp. microfossil taxa: *Nautiloculina oolithica*, *Pseudocyclamina heidbergi*, *Trocholima* cf. *fiburgensis*, *Comptocampilodon fontis*, *Bacinnella irregularis*, *Lithocodium aggregatum*, *Salpingoporella* sp., *Macroporella* sp., *Cayaxia* sp. In the Barremian-Aptian limestones which overlie the Triassic deposits in Guri i Vashës Mountain *Campichia truncata* is met (Peza et al. 1985, Peza 1989a,b).

3.3. Vitikug-Ujëbardha nappe (fig. 5). The Vitikug - Ujëbardha region is situated southeast of Korça, in southern part of the Mirdita zone. This is a large region which is composed of a true melange of different blocks in age, content and size of varied ophiolitic rocks, Triassic-Lower Jurassic limestones, radiolarites and Kimmeridgian-Neocomian limestones and marls (Peza et al 1985, Peza 1988, 1996, Petro 1986, Onuzi et al 1995). This melange was formed during the Hauterivian as a result of the activity of the Mirditean orogeny (late phase) (Peza et al 1985, Peza 1988, 1996).

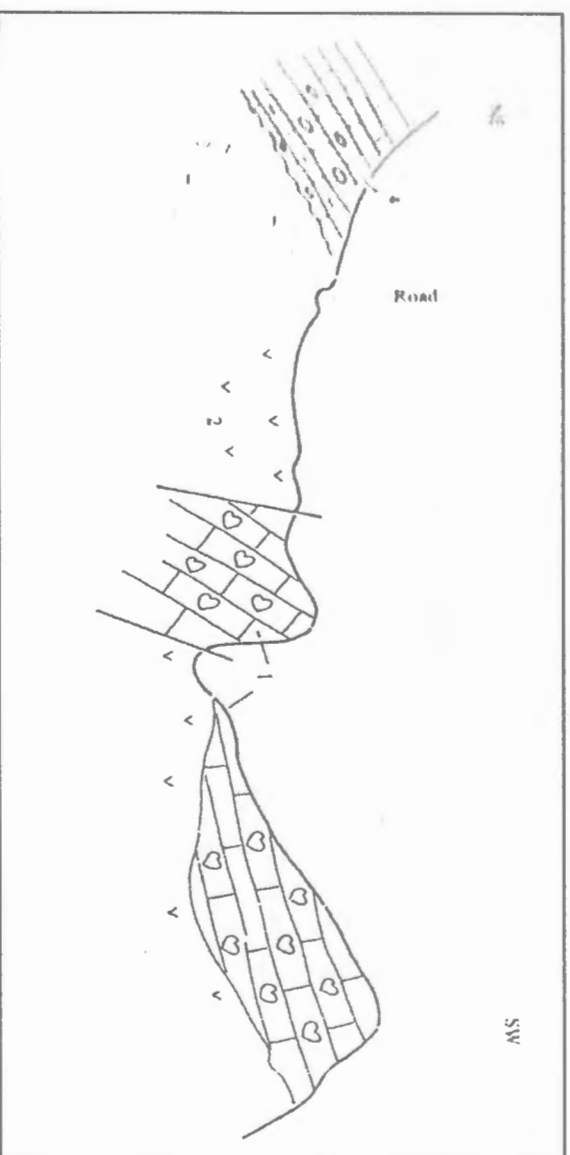


Fig. 5- Melange in the road between the villages Vitikug and Shyilla (after Peza et al. 1985). 1-Upper Triassic-Lower Jurassic limestones, 2-serpentinites, 3-volcanites, 4-transgressive Barremian-Aptian conglomerates and limestones.

In this area the blocks of the ultrabasics and other ophiolitic rocks, in disorder, compose the main part of the surface. After them, in line, the blocks of the Triassic-Jurassic limestones are observed. They are also in disorder and very different in size. Some of the blocks of limestones are very small and some of them reach a very large size, having a longitude of some kilometers. The orientation of these blocks in the area is very interesting. They are generally tectonically placed between the ophiolite blocks in NW-SE direction, which is in agreement with the general front overthrust line of the Mirdita zone on the Krasta subzone. Bivalve shells of the genera *Megalodus*, *Lithotis* and section of *Orbiopsella praecursor* are in abundance in these limestones, which are typical for the Upper Triassic and Middle Lias age.

The Barremian-Aptian conglomerates and limestones with rudists, nerineacean gastropods, orbitolina, corals, etc., lie progressively over the different blocks of the melange in the region of Vitikug-Ujëbardha and in the neighbor regions. (Peza 1965, 1966, 1988, Peza et al. 1985). It is very important to underline that Barremian-Aptian deposits in the Vitikug-Ujëbardha region and in the other parts of the Mirdita zone generally are hardly effected by the tectonics in the comparison with the older formations, which have been transformed in the collective melange by the tectonic movements. The Eocene and Oligocene deposits are widely represented in the region as well. Dry and humid climate created good conditions for the weathering processes on the ophiolites during the Hauterivian in the Mirdita area. In some regions of the area, bauxite bodies were formed over the Neocomian limestones. This can be seen in the Krejlura sector (Dobi et al. 1982, Peza 1983, 1985, Peza 1988, 1995b). During this time, dislocations of the rock masses in a westward direction were present in the other areas of the Balkan

Peninsula as in Dinarides etc. (Rampnoux 1969, Charvet 1973, Andjelkovic 1976 and Peza 1998). The **4-AUSTRIAN PHASE** (The boundary Lower/Upper Cretaceous). The presence of Austrian phase in the Mirdita zone is relatively feeble and hardly covered in professional literature. It is expressed by vertical movements only, and in a restricted surface. Due to the Austrian movements in the boundary Lower/Upper Cretaceous, some sectors of the Mirdita area are marked by the subsidence, followed by the establish of the pelagic regimen in the central and southern part of the zone. The Labinot-Dibra Depression (ore Okshun unit, Kici 1989), a long and narrow furrow in the direction of Southwest-Northeast in the central part of the Mirdita zone was formed during this time (fig. 1). It divides the Mirdita zone into two parts; the northern and southern parts. Rose clays and marls with different

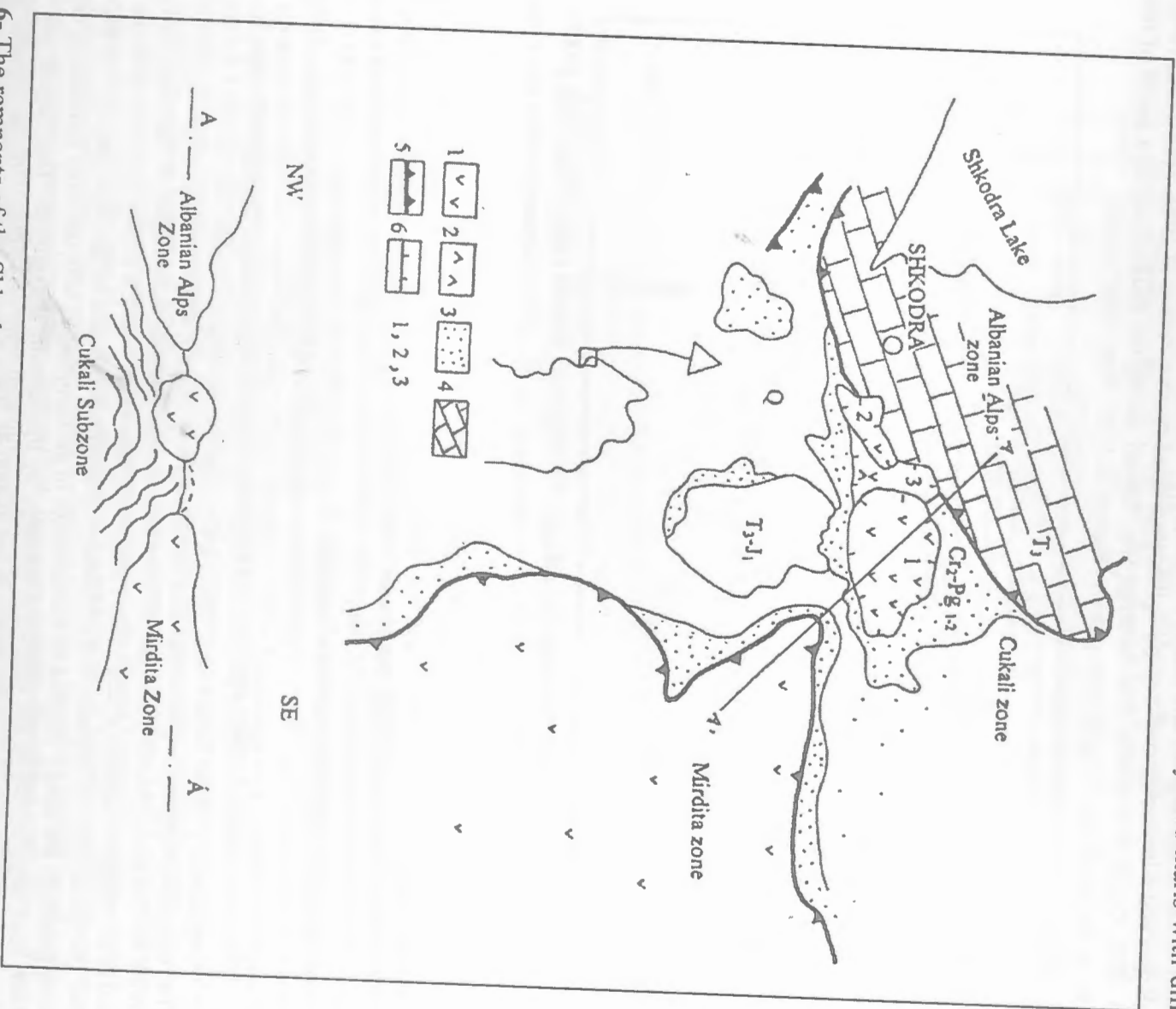


Fig. 6- The remnants of the Shkodra nappe (simplified after Geological map of Albania, 1983). 1-Ultramafics, 2-Ultramafic melange, 3-Upper Cretaceous-Eocene flysch of Cukali subzone, 4-Limestones of Upper Triassic of Albanian Alps zone, 5-Overthrust boundary between the zones, 6-Remnants of ultramafic tectonic blocs of the Shkodra nappe, 1,2,3-The tectonic blocs,

Hedbergella species are typical of deposits belonging to the Albian, Cenomanian and Turonian age (Peza et al 1985, Peza 1988, and Kici 1989).

Geologists have long debated the question of the tectonic belonging of the Labinot-Dibra Depression. Some of them accepted it as a tectonic window of the western neighbouring Krasta-Cukali zone (Nowack 1929, Aubouin et Ndojaj 1964 etc.). For others (Dede et al. 1971, Kici 1989 etc.), this sector is accepted as a tongue of Krasta-Cukali over the Mirdita zone. The present day geological and tectonic maps of Albania depict it as the part of the Krasta subzone. The Paleogene deposits distributed in this sector were the main reason for placing it in the Krasta subzone.

This sector undoubtedly belongs to the Mirdita zone and represents an ancient graben, formed during the boundary Middle-Upper Cretaceous (Peza et al. 1985, Peza 1988). It consists of Middle and upper Triassic-Lower Jurassic deposits, ophiolites, transgressive Upper Tithonian-Valanginian flysch deposits, which together are very strongly fractured. Barremian-Aptian conglomerates and limestones and young Cretaceous and Paleogene deposits up to the Middle Eocene are of the same nature as in the other parts of the Mirdita area (Peza et al. 1985, Peza 1988).

Moreover, the same pelagic deposits with the same characteristics in southern part of the Mirditean area are also found (Shpella sector, west from the town of Pogradee and Radan sector, south from the town of Erseka)(Pulaj et al. 1982, Peza et al. 1985, Peza 1988, 1989a).

5-MEDITERRANEAN PHASE (Late Turonian-Coniacian) (fig. 2). During the Upper Cretaceous, some other tectonic movements have influenced the paleogeographic developments of the Internal zones of the Albanides and mainly the Mirdita area. The influence of the Mediterranean phase in this part of the Albanides is observed only in the southern part of the Mirdita zone. As a result of these movements, during the late Turonian and Coniacian, the southern parts of the area emerged and changed into dry land. Under these conditions, weathering products formed during that time. Weathering products, represented by iron-nickel ore, were formed on the ultramafic massive during the emerged phase and were washed by the water streams and transported to the new places. Iron-nickel ore in the Ligëni Kug and Xhumaga ore mines in central Albania (Librazhd district) is formed in this way. In this sector they lie over the Barremian-Aptian limestones (Peza et al. 1985, Peza 1988).

The sea conditions returned to the region during the Santonian. The conglomerates and limestones of the Gosau facies, which are well known in the Tethyan realm, represent Santonian and Lower Campanian deposits with many rudists. The deposits of the Gosau facies lie progressively over the ophiolites and/or Barremian-Aptian deposits (Polisi Mountain, Central Albania). The Santonian-Lower Campanian deposits in Mali i Thatë Mountain lie over the Middle and Upper Triassic-Jurassic deposits or bauxite bodies, which rest on their pockets and caverns (Peza et al 1985, Peza 1988, 1989a, Peza 1992, Peza 1999).

6-SUBHERCINIAN PHASE (Late Campanian-Early Maastrichtian) (fig. 1). The Subhercinian phase acted only in the southern part of the Mirdita area. It is responsible for the emergence of these parts of the area during the Late Campanian-Early Maastrichtian. During the emergence phase, red and grey bauxite gathered over the limestones of the Lower Campanian, and remained in some places of the southern part of the Mirdita zone (region near the cities of Pogradee and Korça) (Guranjaku 1988, Peza et al. 1985, Peza 1988, 1989, 1995b). The sea conditions returned to the region only during the Late Maastrichtian.

The Upper Maastrichtian deposits, represented by the thin-bedded conglomeratic limestones and limestones with rare chert lenses, developed in two facies. Upper Maastrichtian deposits lie progressively over the Barremian-Aptian deposits in some places (Polisi Mountain, central Albania). These deposits are represented by pelagic facies containing *Globotruncana contusa*, *G. stuarti*, *G. lapparenti*, *G. ventriosa*, *G. arca*, *G. gansseri*, *G. falsosiuarti*, *Heterohelicidae* and *Globigerinidae* and shallow water facies with *Orbitoides media*, *Globotruncana* cf. *stuartiformis*, *G. cf. ventricosa*, *Rotaliadae*, *Globigerinidae* and rudist fragments (Tërshana & Garori 1965, Peza 1988, 1989a, Peza & Shkupi 1992). The Subhercinian phase is more evident in northern Europe (Saxony, Denmark etc.), where it is responsible for the first basin inversion (Ziegler 1987).

7-LARAMIDE PHASE (Cretaceous/Tertiary boundary) Feeble tectonic movements of vertical sense are registered at the Cretaceous/Tertiary boundary in the Mirdita zone. This time in this zone, which was under the influence of the Laramide phase, bore witness to the formation of flysch facies. These are

only encountered in a few places that lie progressively over the Barremian-Aptian deposits and other older rocks (Tërshana & Garori 1965). The marly limestones with *Globotruncana contusa*, *G. mayorensis*, *G. gansseri*, Ostracods, Radiolarians, of the late Mastrichtian, represent the lower part of the flysch deposits. The yellowish marls follow them and thin sand layers, containing *Globorotalia aff. acuta*, *G. angulata*, *Morozovella pseudobulloides*, *Globigerina triloculinoidea*, Miliolids, which attests to the presence of the Paleocene (Peza et al. 1985, Peza 1988, 1989). In the Librazh-Dibra Depression, one can find in these deposits *Morozovella pseudobulloides*, *M. trinidadensis*, *Globorotalia uncinata*, *G. angulata*, *Globorotalia pusilla*, *G. ehrenbergi* (Kici 1989). The sedimentation continues up to the Middle Eocene where the sedimentation is interrupted by the Illyrian movements in the Mirdita area. (Peza & Garori, 1985, Peza & Arkaxhiu, 1985, 1988, Peza 1988, 1989a). In northern Europe the influence of the Laramide phase is stronger and has influenced in the second basin inversion (Ziegler 1987).

8- ILLYRIAN-OROGENY (Middle Eocene). The movements of the Illyrian orogeny during the Middle Eocene were very strong in the studied area and generally, in the Albanides, was accompanied by the vertical and horizontal movements. On account of these movements, an emergence during the Middle Eocene was registered in the Mirditean area. Moreover, the different formations were displaced during this time to the west and southwest over the formations of the Krasta sub zone, which created a great overthrust over it. As a result, a great overthrust of the Mirditean formations towards the southwest also brought about general underground folding of the Krasta sub zone. (Peza et al. 1995, 1997, Peza & Shkupri 1992).

Illyrian movements influenced the finishing of the oceanic period in the Albanides and generally in the South European area. After these movements in the Albanides, the period of the internal seas began, the remnants of which are in the internal troughs as in Adriatic, Burreli and Mokra Depressions. These movements have influenced a strong uplift and regression of the sea in the majority of the territory of

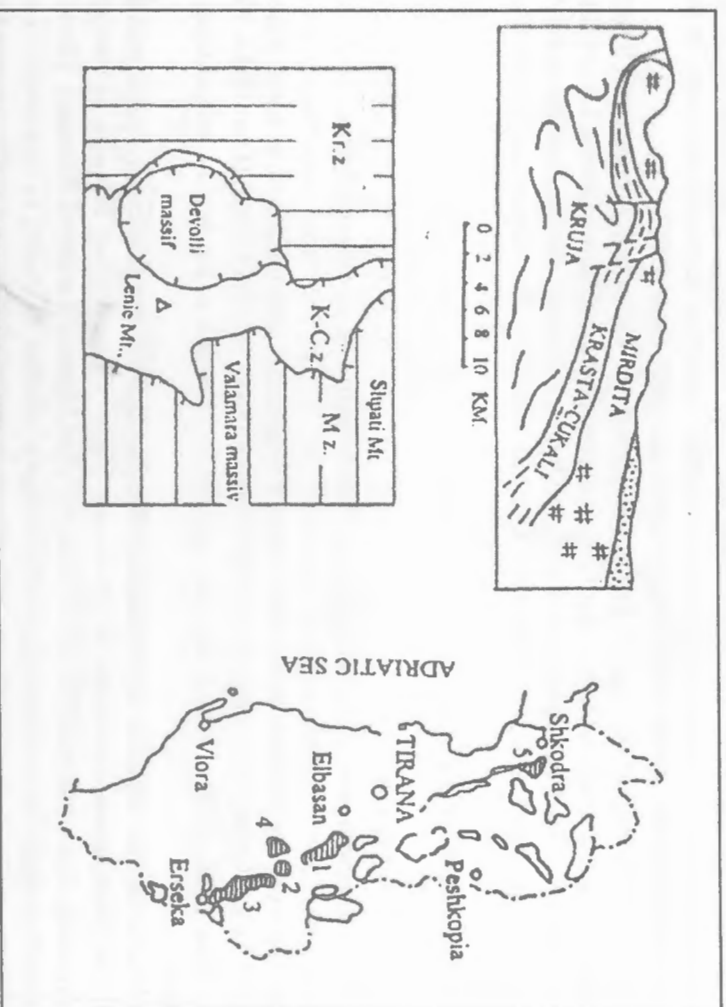


Fig. 7- Relations of the Devolli nappe with the western zones of the Albanides (After Turku & Shehu, 1991). A-1. Shpati ultrabasic massif, 2. Vallamara ultrabasic massif, 3. Voskopoja ultrabasic massif, 4. Devolli ultrabasic massif and 5. Shkodra ultrabasic massif; B-Relations between the tectonic zones: M.z.-Mirdita z., K-C.z.-Krasta-Cukali z., Kr.z.-Kruja z., and C-Other view

Albanides i.e. Albanian Alps, Cukali, and Mirdita areas. These paleogeographic changes are connected with the closure of the Mesozoic oceanic basins between the Eurasia and Afro-Arabian block (Boccalati, 1982).

Some sectors with the remnants of this overthrust nappe of the Illyrian origin were formed during the Middle Eocene time. They are from north to south: Shkodra nappe, Devolli nappe and Kolonja nappe (fig. 1, 6-8).

8.1 Shkodra nappe (fig. 6). Shkodra region is located today in the northwestern part of Albania. During the Middle Eocene, this region underwent essential changes and was the center of collision of the formations of the Mirdita zone with Albanian Alps zone and Cukali one. During the Middle Eocene period, except for the emergence of the Mirdita area, a great emergence in the Albanian Alps zone and in the Cukali subzone simultaneously occurred. As a result of this collision, the Mirdita zone had extended over the Cukali and Albanian Alps formations, forming the so-called Shkodra nappe, in east and northeast of

the city of Shkodra (fig. 7). Some serpentine big blocks are the remnants of this nappe, which were displaced from the Mirdita area for more than 15-20 kilometers and placed over the Cukali and Albanian Alps zone. The Mastrichtian-Eocene flysch deposits of the Cukali subzone and Triassic deposits of the Albanian Alps zone (Valbona subzone) serve as a basement for the products of over thrust of the Mirdita zone in the Shkodra nappe.

8.2. Devolli nappe. (fig. 1, 7) Devolli ultramafic massif is located in the southeastern part of the town of Gramsh. Today it represents a great ultramafic block, fractured in some small ones, with different orientation. This ultramafic massif is composed of different ultramafic rocks (serpentine, ultrabasics etc.). During the Illyrian movements, the western part of the Mirdita moved towards the southwest for more than 20 kilometres, reaching the formations of the Kruja zone. A ultramafic nappe formed over the young deposits. Devolli and Vallamara massif were connected in a former great ultramafic massif, which is now devised by erosion.

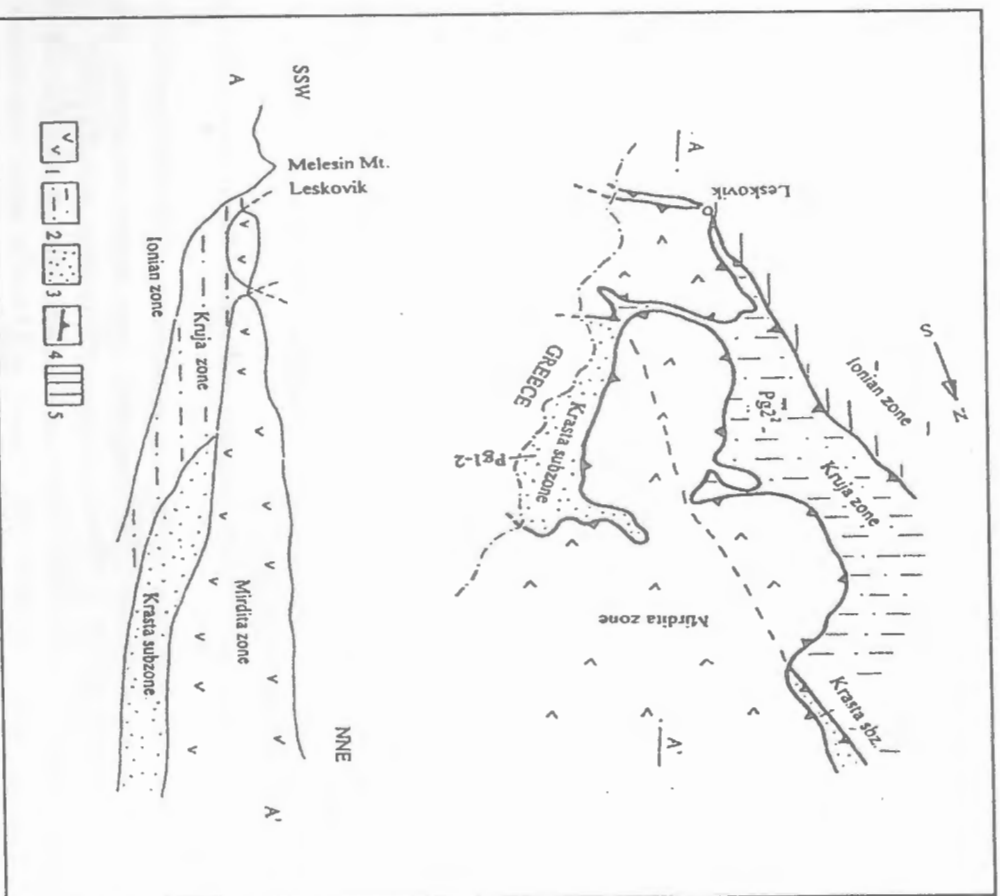


Fig. 8- Kolonja nappe. 1-Mirdita zone, 2-Kruja zone, 3-Krasta subzone, 4-Overthrust boundary, 5-Ionian zone, A-A' - line of the profile.

The relations among the Devolli massif, the Krasta sub zone and Kruja subzone in this sector are clearly expressed by Turku & Shehu (1991). The Maastriechian-Middle Eocene deposits of the Krasta-Cukali zone serve as a basement for the Devolli nappe. The western section of the Devolli massif partly lies over the flysch of the Kruja zone (fig.7).

8.3. Kolonja nappe (fig. 1,8). In the southern most part of the Mirdita unit another nappe of the Illyrian origin- Kolonja nappe expands. The different rocks compose the sector between the towns of Erseka and Leskovik (fig.12): ophiolites, Triassic-Jurassic limestones, Upper Jurassic-Neocomian flysch deposits and Barremian-Aptian conglomerates and limestones. All these formations have the Mirditean origin. These deposits were displaced for more than 45 kilometres to southwestwards during the Illyrian phase and settled over the flysch deposits of the Palaeocene-Eocene age of the Krasta subzone and Kruja zone. Moreover, this over thrust reaches the Ionian zone at the town of Leskovik (fig. 8) During the Middle Eocene, the climate in the paleo-Mirdita area was wet and warm-temperate. On the ultramaphic massifs, which were exposed during this time, weathering products rich in Al, Fe, Si and other chemical elements were formed. By the Illyrian movements, many sectors saw the west Mirditean margins over thrust the Krasta subzone, through which its western-most segments reached the Kruja zone. The weathering products from the Mirdita area were transported by the means of different streams of water and were deposited in the limestones and dolomites of the Kruja zone. The bauxite bodies found in many places of the Kruja zone originated from these weathering products. (Peza & Novak 1997).

CONCLUSIONS

Several phases of the Alpine orogeny took part in the tectonic structuring of the Internal Albanides, especially in the Mirdita zone, during the Triassic, Jurassic, Cretaceous and Early Tertiary.

1. By the influence of the Palazian orogeny (Late Paleozoic-Early Triassic) the Mirditean Area was uplifted and strong deformed, turning in the dry land.
2. The Early Cimmerian phase (Late Lias-Early Dogger) is responsible for the subsidence of the basin and uplift of ophiolites on the basin floor. A short period of relatively calm followed, which corresponds with the formation of radiolarites in the Mirdita zone. The Middle Cimmerian phase (Callowian-? Early Oxfordian), is the period of general emergence of the Mirdita area, which is accompanied by the emplacement of the ophiolites on continental margins. With the early Kimmeridgian, Tithonian or Berrasian a new transgression era in the Mirdita area began (late Cimmerian phase).
3. The Mirditean orogeny (Neocomian) influenced on the forming of flysch deposits (early phase, Berrasian - Valanginian) and caused a general emergence in the area and displacement of great rock masses westwards forming same overthrust nappes: Kurbnesh, Vanas - Varosh and Vitkug - Ujëbardha nappes (Late phase Hauteruvian). With the Barremian begins the new transgression on the entire area.
4. The Mediterranean phase (Late Turonian - Coniacian) in the southern part of the paleo-Mirdita influenced the emergence of the area and deformation of the land. The sea condition returned during the Santonian.
5. The Subhercinian phase (Late Campanian-Early Maastriechian) is responsible for the emergence of the southern area of the Mirdita zone.
6. The Laramide phase (Cretaceous/Tertiary boundary) influenced the forming of the flysch deposits in studied area.
7. The Illyrian orogeny (Middle Eocene) has a great transformation role registered by emergence and with displacement of the rock masses to the southwest. Some nappes are formed: Shkodra, Devolli and Erseka nappes. As a result of the Illyrian orogeny, the oceanic period ended in the Albanides and south Europe and the regimen of the closed sea was established. A strong uplift of the majority of the territory of Albanides (Albanian Alps, Cukali, and Mirdita areas) was evident. These great paleogeographic changes are connected with the closure of the Mesozoic oceanic basins between the Eurasia and Afro-Arabian block

Acknowledgements. The author like to thank Prof. Ilir Hoxha, Prof. Naim Karaj and Prof. Petraq Nago (Institute of Geology, Tirana) for critically reading of the manuscript, S. Kraja, R. Garori, and I. Terolli for their help in the field work. Thanks are due to Madam Vera Budway for checking the English and M. Smidova for drawings.

LITERATURA

- | | | |
|---|------|--|
| Andjelkovic M. | 1976 | Dinarska faza alpske orogeneze. <i>Ann. geol. Penin. Balkan</i> , 40, 33-44. |
| Abbate E., Bortolotti V., Principi G. | 1984 | Pre-orogenic tectonics and metamorphism in the Western Tethys Ophiolites. <i>Ofioliti</i> , 9 (3), 245-278. |
| Aubouin J., Ndojaj I. | 1964 | Regard sur la géologie de l'Albania et sa place dans la géologie des Dinarides. BSGF, (7), VI, 593-625. |
| Bebien J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Vergely P. | 1980 | Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurrent system. <i>Ofioliti</i> , sp.iss., 129-197. |
| Bezhan V., Turku I., Zaqaj M., Deda T., Shtjefanaku D., Hoxha L., Kamberaj R. | 1989 | Mineralizimi i bakrit në vullkanitet e Mirditës Qëndrore, pozicioni stratigrafik, gjenezë dhe perspektiva. <i>Bul.Shkenc. Gjeol.</i> , 4, 181-190. |
| Bezhan V., Turku I., Selimi R., Delaj E. | 1990 | Mbi ndërtimin gjeologjiko-strukturor dhe mineralizimin sulfuror në rajonin Morinë-Gjegjan-Surroi-Lurë. <i>Bul.Shkenc. Gjeol.</i> , 2, 51-66. |
| Boccalatti M. | 1982 | Le catene perimediteranee nel quadro dell'evoluzione della Tetide. <i>Boll. Soc. Paleont. Italiana</i> , 21, 2-3, 235-242. |
| Bortolotti V., Kodra A., Marroni M. & Mustafa F., Pandolfi L., Principi G., Saccani E., Carosi R., Kodra A., Marroni M., Mustafa F. | 1996 | Geology and petrology of ophiolitic sequences in the Mirdita region (northern Albania). <i>Ofioliti</i> , 21 (1), 1/XXX, 3-20 |
| Channell J.E.T., D'Argenio B., 1979 | 1996 | Deformation history of Jurassic calur cherts from the Mirdita nappe, Albanian ophiolites. <i>Ofioliti</i> , 21 (1), 1/XXX, 41-45. |
| Horvath F. | 1996 | Adria, the African prompty, in Mesozoic Mediterranean Palaeogeography. <i>Earth Sciences Review</i> , 15 (1979), 213-292. |
| Charvet J. | 1973 | Sur les mouvements orogéniques du Jurassique-Cretace dans les Dinarides de Bosnie orientale. <i>C.R. Acad. Sc. Paris</i> , 276, ser.D, 257-259 |
| Çakalli P., Bezhan V. | 1983 | Disa mendime për gjeologjinë, ndërtimin strukturor dhe mineralizimin strukturor të brezit lindor të zonës së Mirditës. <i>Bul.Shkenc. Gjeol.</i> , 3, 17-32. |
| Dede S., Çili P., Sulejmani R., Zyka I., Murtezai Gj. | 1971 | Mbi vazhdimin verior të strukturës së vendburimit kromit të Bulqizës. Përmbledhje Studimesh, 1, 59-70. |
| Dobi A., Çili P., Lleshi B., Brace A., Peza L.H., Hoti S. | 1982 | Studim kompleks gjeologjiko-rilievues për pro-gnozimin e krombajtjes së Masivit ultrabazik të Lures (viti 1981-1982), p. 414, 35 graph. |
| Guranjaku S. | 1988 | Mbi gjeologjinë e boksitëve të Dardhës (Librazhd). <i>Bul. Shkenc. Gjeol.</i> , 4, 41- |
| Gjata Th., Theodhori P., | 1987 | 54. Stratigrafia dhe kushtet e formimit të depozi- |

- Kici V., Marku D., Pirdeni A., Kanani J., Dodona E., Zeraj I., Gjata Th., Marku D. 1990 timeve triaske në Albanidet lindorë. *Bul. Shkenc. Gjeol.*, 2, 80-90.
- Hoxha L. 1991 Stratigrafia e jurasikut të sipërm-kretakut të poshtëm të Albanidëve Lindorë dhe disa probleme gjeologjike. *Bul. Shkenc. Gjeol.*, 4, 57-67.
- Hoxha L. 1998 Tektogjeneza jurasiko-kretake në Albanidet e Brendshëm. *Bul. Shkenc. Gjeologjike*, 1, 115-119.
- Karamata S., Mayer V., Pamic J., Kelliçi I., De Wever P., Kodra A. 1994 Comments on the paper: Geology and petrology of ophiolitic sequence in the Mirdita region (northern Albania) of V. Bortolotti, A. Kodra, M. Marroni, F. Mustafa, L. Pandolfi, G. Principi & E. Saccani, published in: *Ofoliti*, 21/1, 1/XXX, 3-20. Unpublished report.
- Kici V. 1989 Ophiolites of Yugoslavia. *Ofoliti*, sp.iss., 1, 105-125.
- Kollmann H.A., Peza, L. H. 1997 Mesozoic radiolarians from different section of the Mirdita nappe, Albania. *Revue de Micropaleontologie*, 37, 3, 209-222.
- Meco S. 1980 Situata gjeologjike dhe stratigrafia e njësisë tektonike të Okshtunit. *Bul. Shkenc. Gjeol.*, 3, 7-17.
- Kime- 1980 Diptyxis Oppenheim (Nerineacea, Gastropoda) from the Lower Cretaceous of Albania. *Ann. naturhist. Mus. Wien*, 17-33.
- Onuzi K., Kita P., Palko A., Balli F., Bello S. 1995 Skema biostratigrafike e depozitimeve të rixhian-Titonia-Beriasiani në brezin Polenë-Xhuxhë të zonës strukturore-faciale të Mirditës. *Përmb. Stud.*, 1, 25-35.
- Nowack E. 1929 Studium kërkim-rilevimi në shkallën 1: 25 000 Plansheti 75-Vithkuq, pp.108, 2 graphs.
- Mavridis A., Skourtis Coroneou V., Tsaila-Monopolis S. 1979 Geologische Uebersicht von Albanien. Erläuterungen zur geologische Karte 1:200.00, Salzburg, 1-204.
- Melo V., Dodona E. 1967 Contribution to the geology of Subpelagonian zone (Vourinos area, West VI Macedonia). *Colloquium on the Geology of the Egean region*, Athens, Proceedings, vol. 1, 175-195 (1977).
- Petro Th. 1986 Mbi një transgresion të titonian-beriasiani në zonën e Mirditës. *Bul. USHT*, ser. shkenc. nat., 1 111-117.
- Peza L.H. 1965 The new data on the geology of the Shtyllë-Treskë-Qarr (Korcë). *Bul. Shkenc. Gjeol.*, 1, 30-43.
- Peza L.H. 1966 Plesioptocous subbauga Pecl. 1953 e gjetur në cenomanianin e Shtyllës (Korcë). *Bul. Univ. Tiranës, ser. shkenc. nat.*, 4, 137-138, pl.1.
- Peza L.H. 1988 Qulques gastropodes du Barremian supérieur (facië urgoniene). *Përmb. Stud.*, 4, 127-143, pls.1,2.
- Cretaceous of the Mirdita zone and its macro-
- Peza L.H. 1989a fauna. Unpublished DrSc. thesis, vol.1: Geology and Paleogeography, pp.150, vol. II: Paleontology, pp.376, pl. 1-76, Tirana.
- Peza L.H. 1989b An Outline of the Cretaceous of Albania. In: Wiedmann J. (edit.): Cretaceous of the Western Tethys. *Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium*, Tubingen 1987, 483-504, E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Peza L.H. 1992 A new nerineid species (Gastropoda): *Trochoplygmatis vinjollensis* nov. sp. from the Barremian-Aptian deposits of Vinjoll (Burrel). *Bul. Shkenc. Gjeol.*, 2, 127-133.
- Peza L.H. 1995a Senonian rudists from Guri i Pishkashit (West Ohri Lake), Albania. *Geologica Romana*, 28, 291-303, 2pl. Roma
- Peza L.H. 1995b Upper Jurassic and Neocomian in Inner Albanides. XII-2-18P. Tethys heritage in the Mediterranean region. *Terra abstracts, Terra nova*, 7, p. 180.
- Peza L.H. 1996 Stratigraphical position of Albanian bauxites. Paleotectonic implications. *Third Biennial SGA Meeting*: Mineral Deposits: From their origin to their environmental impact. Prague August 28-31, 1995, Late contributions, 13-16.
- Peza L.H. 1998c Some representatives of the genus VACCINI- TES from the upper Cretaceous of Albania (Hippuritoïdal, Hipuritaceae). *GEOBIOS*, M.S. nr.2, 251-268.
- Peza L.H. 1998a Cretaceous in the Mirdita zone (Albania). *Fifth International Cretaceous Symposium and Second Workshop on Inoceramids*. Freiberg / Saxony, September 16-24, abstr. book p.145.
- Peza L.H. 1998b Critical note about the papers of R.Carosi and V. Tethyana, vol.1, part 1, 3-13.
- Peza L.H., Pirdeni A., Toska Z. 1999a Paleogeographical evolution of the sedimentary cover on the ophiolites in the Mirdita zone. *Carpathian-Balkan Geological Association XVI Congress*, Vienna August 30-September 2 1998, Abstract book p.473.
- Peza L.H., Marku D., Pirdeni A. 1981 Jurassic, Cretaceous and Early Paleogene tectonics in the Internal Albanides. *EUG 10 Abstracts*, A03: 4P/25:PO, p.71.
- Peza L.H., Pirdeni A., 1983 Biostratigraphie et paléogéographie des dépôts crétacé de la région de Munella. *Përmbledhje Studimesh*, 2, 95-108.
- Peza L.H., Pirdeni A., 1984 Cretaceous deposits at the Kurbnesh-Krejlura region and data on paleogeographical development of the Mirdita zone during the Upper Jurassic-Cretaceous. *Bul. Shkenc. Gjeol.*, 4, 71-91.
- Peza L.H., Garori R. 1985 In: Kodra A., Peza L.H. & Pirdeni A. Les dolines nouvelles en coupe de Fushelura. *Bul. Shkenc. Gjeol.*, 3, 21-29.
- Stratigrafia e depozitimeve kretake të zonës

Peza L.H., Arkaxhiu F.	1985	Mirdita dhe premizat e mineralizimeve që lidhen me to. Geofond, 155 pp., Tirana.
Peza L.H., Arkaxhiu F.	1988	Aspects of the Cretaceous of the Mirdita zone. <i>Coll. transgression et regressione du Cretace en France et voisien regions</i> , Dijon, abstract.
Peza L.H., Shkupi D.	1988	Aspekte te kretakut te zones se Mirditës. <i>Bull. Shkenc. Gjeol.</i> , 1, 95-103.
Peza L.H., Shkupi D.	1992	Flyschs and the erosional stages in Northern Albania. Their geotectonic values. <i>Bull. Shkenc. Gjeol.</i> , 3, 21-30
Peza L.H., J.K. Nowack	1997	Geological evolution of Albanian Area from Paleozoic to Quaternary. <i>29-th Intern. Geol. Congress</i> , 11-6-2, p.44. paper nr. 6553.
Petro Th.	1986	Bauxite from the Kruja zone (Albania): Position, origin, composition and environment. Travaux du Comité International pour l'étude des bauxites, de l'alumine et de l'aluminium (ICSIBA), 24, 28, 74-83.
Pulaj H., Godroli M.	1982	The new data on the geology of the Shtyllë-Treske-Qarr (Korce). <i>Bull. Shkenc. Gjeol.</i> , 1, 30-43
Prela M.	1994	Ndertimi gjeologjik i rajonit te Leskovikut. <i>Geofond ISPGJM</i> , Tirana, 135 pp.
Rampoux J.P.	1969	Mirdita ophiolites project, 1: Radiolarian biostratigraphy of the sedimentary cover of the ophiolites in the Mirdita area (Albania): initial data. <i>Ophioliti</i> , 19, 2, 279-286.
Sartorio D., Venturini S. Treves B.	1988 1996	La geologie du Sandjak: mise en evidence de la de la nappe du Pester; confins serbo-mentenegrins (Yougoslavie). <i>Bull. Soc. geo. Fr.</i> , (7), 11, 881-893.
Tërshana A., Garori Sh.	1965	Southern Tethys biofacies. <i>Agip</i> , p.233.
Turku I., Shehu H.	1991	Rotation of crustal blocks in the Tethyan mobil belt. A model for transition from spreading to convergence. <i>Ophioliti</i> , 1996, 21 (2), 145-152.
Vergely P.	1976	Mbi shtresën argjilo-ranore të kretakut të sipërm në malet e Polistit dhe disa fauna karakteristike të saj. <i>Përmbledhje</i> 2, 125-131.
Ziegler P.A.	1987	Masivi i Devollit- pjesë e mbulesës Mirdita. <i>Bull. Shkenc. Gjeol.</i> , 1, 159-166.
	1983	Chevanchement vers l'ouest et retrochriage vers l'est des ophiolites: deux phases tectoniques au cores du Jurassique superieur Eocretace dans le Hellenides internes. <i>Bull. Soc. geol. Fr.</i> , (7), 18, 231-244.
	1985	Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland-a-geodynamic model. <i>Tectonophysics</i> , 137 (1987), 389-420.
	1985	Harta Gjeologjike e Shqipërisë në shkallën 1: 200 000, ISPGJM, Tiranë
	1985	Harta Tektonike e Shqipërisë në shkallën 1: 200 000, ISPGJM, Tiranë

HISTORIA E DEFORMIMIT ALPIN TË ALBANIDEVE TË BRENDSHËME (MESOZOIK DERI NË PALEOJENI I HERSHËM)

Albanidet e Brendshme përbëhen nga dy zona tektonike: zona e Mirditës që shtrihet në pjesën perëndimore të Albanideve të Brendshme dhe zona e Korabit, e cila është edhe njësia më lindore e Albanideve. Zona e Mirditës shquhet nga qënja në të e ofioliteve dhe e veprimtarisë së lartë tektonike gjatë mesozoikut dhe paleojenit të hershëm. Gjatë kësaj kohe zona e Korabit ka shërbyer si një brez i ndërmjetëm midis Albanideve dhe zonave më të brendshme Greke.

Albanidet dhe veçanërisht zonat e brendshme të tyre përbëjnë një rajon shumë të spikatur dhe të rëndësishëm përsa i përket zhvillimit të tektonikës gjatë mesozoikut dhe terciarit. Qënja e disa pushimeve stratigrafikë në sedimentim, ndryshimet e shpeshta të regjimit dhe kushteve të sedimentimit, dhe rregjistrimi i disa mbulesave tektonike në rajon gjatë mesozoikut dhe paleojenit të hershëm flasin për veprimtari tektonike të shpeshtë dhe shpesh shumë të fuqishme.

Gjatë mesozoikut dhe paleojenit të hershëm në trevën e Paleomirditës kanë vepruar disa lëvizje të rëndësishme tektonike, të cilat sollën ndryshime thelbësore në strukturimin e tyre. Si pasojë e këtyre në këtë trevë janë rregjistruar disa faza deformuese gjatë këtij intervalli kohor, duke i ndarë depozitimet e kësaj treve në disa cikle sedimentimi, të cilët shtrihen transgresivisht dhe me mospërputhje këndore njëri mbi tjetrin. Në mënyrë të përmbledhur ato janë:

1. Ngritja e fuqishme mbi nivelin e detit nga fazat deformuese gjatë paleozoikut të vonë (**faza falciane** dhe pjesërisht **herciane**) e kthyen trevën e Paleomirditës në një kontinent të gjerë në të cilin vepronin proceset e tjetërsimit dhe të erozionit. Depozitimet e triasikut të poshtëm (pjesërisht edhe ato të permianit të sipërm) shtrihen me mospërputhje të madhe këndore mbi shistet mjaft të rrudhosura paleozoike (ordovikian, silurian dhe devonian). Depozitimet triasike përfaqësohen përgjithësisht nga formime platformike me pjesmarje të ndërfaqëve të rralla pelagjike. Ato përbëhen në bazë nga konglomeratë dhe ranorë të kuqërremtë dhe më sipër nga gëlqerorë të ndryshëm me thjerrëza dhe shtresa strallore (radiolarite). Mjaft të përhapura në trevën Mirditore janë derdhjet nënujore të efuzivëve të aniziani të vonë, të përfaqësuar nga andezidet, dacitet dhe riolitët (formacioni vullkano-sedimentar). Kalimtari triasik – i las i hershëm është i dora dorëshëm dhe pa ndonjë ndodhi tektonike për tu përmendur.

2. **Orogjeneza kimerike** ka ndikuar mjaft fuqishëm në ndërtimin e Albanideve të Brendshme. Gjatë llasit të vonë treva mirditore gradualisht u ul dhe formacionet e saj u ndanë në blloqe nga shkaku i lëvizjeve që lidhen me fillimin e veprimtarisë së vullkанизmit ofiolitik në thellësi. Këto janë pjesë përbërëse e lëvizjeve kimerike të hershme dhe përbëjnë fazën hapëse (**spreading phase**). Gjatë këtij intervalli kohor në buzët e platformës u formuan gëlqerorët pelagjike me thjerrëza dhe shtresëza strallore dhe në fundin e pellgut ngrihen ofiolitet. Periudha e qetesisë relative vendoset në basenit. Gjatë fazës së mesme kimerike (Kallovej – oksfordian i hershëm) ofiolitet vendosen mbi buzët kontinentale në formën e diapirëve ultramafikë ose pjesërisht edhe sipas mekanizmit të subduksionit ashtu si edhe në pjesët e tjera të Mesdheut. Si pasojë e këtyre dukurive treva mirditore u deformua shumë dhe përfundimisht u ngrit mbi nivelin e detit, duke u shndërruar në pjesë të kontinentit (faza mbyllëse). Me kimerixhianin në treven mirditore fillon era e uljeve të tjera dhe e transgresioneve deltare, të cilat pjesërisht lidhen me fazën kimerike të vonë (Fig. 2).

3. **Orogjeneza mirditore** ka luajtur rol të dorës së parë në strukturimin e trevës së Paleomirditës kryesisht gjatë hoterivianit. Kjo orogjenezë ka vepruar në Albanide ndërmjet dy fazave **Faza e hershme mirditore**. Nën veprimin e lëvizjeve vertikale gjatë kësaj faze formohen depozitimet flishore të barrasian – valanxhianit, mjaft të njohura në trevën e Mirditës. Këto depozitime përbëhen nga konglomeratë, ranorë, mergele dhe gëlqerorë merglorë me thjerrëza stralli. Shumë kalpionela dhe fosilë të tjerë janë takuar në këto depozitime.

Faza e vonë mirditore. Masa të mëdha shkëmbore të moshës triasike-jurasike, kimerixhian-

neokomiane dhe ofiolitike janë çvendosur gjatë hoterivianit nga rajonet më lindore në drejtim të atyre perëndimore, duke formuar disa mbihipje dhe më pas treva u këthye në kontinent. Nga këto lëvizje u formuan mbulesa e Kurbneshit, mbulesa Vanas-Përroi i Varoshit dhe mbulesa Vitshkuq-Ujëbardhë (fig. 1, 2, 3, 4, 5).

Ujja e përgjithshme e trevës së Paleomirditës ka ndodhur gjatë barremianit, i cili ka qënë transgresioni më i fuqishëm që njihet në këtë trevë.

- Vlenë të shënojmë se deformimet D1 dhe D2 të paraqitura si origjinale vitet e fundit nga Caroci, Kodra etj. (1996) dhe Bortolotti, Kodra etj. (1996) përbëjnë kopjime nga punimet e autorëve shqiptarë dhe nuk sjellin asgjë të re në zhvillimin paleogeografik të rajonit. Duke punuar në një sektor të vogël në pjesën veriore të zonës Mirdita, autorët e mësipërm nuk kanë pasur materialin e duhur fishor për të arritur në përfundimet për qenien e këtyre fazave në të gjithë territorin e trevës së Mirditës. Nga ana tjetër për prezencën e lëvizjes të këtyre dy orogjenezave në Albanide ata kanë përdorur të dhënat e botuara dhe të pabotuara të autorëve të tjerë dhe për to nuk kanë bërë asnjë citim. Për këtë u jemi drejtuar me letra dy herë autorëve të mësipërm, por asnjë përgjigje nuk morëm.
4. Nga veprimi i lëvizjeve të fazës austriake gjatë kufirit kretak i poshtëm-kretak i sipërm shënohet ulje e rajoneve qëndrore dhe jugore të trevës mirditore. Si një shembull klasik për këtë mund të shërbejë Ulësisira Labinot-Dibër, në të cilin gjatë kësaj kohe formohen depozitimet pelagjike. Ky sektor nga disa autorë trajtohet si pjesë e nënzonës Krasta, në fakt gjatë të gjithë historisë së zhvillimit të tij ruan elementët gjeologjikë të zonës Mirdita, prandaj nga ne gjithmonë është përfshirë në këtë zonë (fig. 2).

5. Nën ndikimin e lëvizjeve mediterrane gjatë turonianit të vonë-koniakianit rajonet jugore të trevës mirditore u rruhdosën dhe u ngritën mbi nivelin e detit, duke u bërë pjesë e kontinentit (fig. 2). Prodhimet e tjetërsimit të formuara mbi masivët ofiolitike u shpëlanë dhe u transportuan në sektorët e sotëm të minierave të Liqenit të Kuq dhe Xhumagës (rrethi Librazhdit) dhe u shtrinë mbi depozitimet e barremian-apitianit. Kushtet e rregjimit detarë në këtë pjesë të trevës kthehen përsëri gjatë santonianit.

6. Lëvizjet e fazës subhercinike kanë vepruar në trevën mirditore gjatë kampanianit të vonë-mastrihthianit të hershëm (fig. 2). Gjatë këtij intervali kohor mbi gëlqerorët e kampanianit të vonë në sektorët e Pogradecit dhe të Korçës mbliidhet lënda boksitike, nga e cila më vonë formohen shtratimet boksitike të njohura në Cervenakë, Guri i Kuq, Zemblak etj. Gjatë mastrihthianit të vonë këto rajone ulen përsëri nën rregjimin detar.

7. Ndikimi i lëvizjes të fazës laramide gjatë fundit të kretakut dhe fillimit të paleogjenit në trevën mirditore ka qënë i dobët (fig. 2). Nga veprimi i këtyre lëvizjeve formohen depozitimet fishore, që sot ndeshen në disa sektorë të zonës Mirdita (malet e Polisit, Radan-Leskovic etj.).

8. Orogeneza Iliriane ka luajtur rol mjaft të rëndësishëm në strukturimin e Albanideve të Brendëshme, shprehur me lëvizje të sensit vertikal dhe horizontal. Nga veprimi i kësaj orogjeneze shkaktohet ngritja e fuqishme gjatë eocenit të mesëm, shoqëruar me çvendosje të mëdha të masave shkëmbore drejt përtëndimit, duke formuar disa mbulesa të nënzonës së Krastës mbi rajonet e zonës Mirdita. Këto janë mbulesa e Shkodrës në veri dhe mbulesa e Devollit dhe mbulesa e Kolonjës në jug (fig. 1, 2, 6, 7, 8). Me lëvizjet iliriane në Albanide në përgjithësi shënohet ngritja e fuqishme dhe tërheqja e detit nga një pjesë e madhe e territorit të Albanideve (trevat e Alpeve Shqiptare, Cukalit dhe Mirditës). Me lëvizjet e orogjenezës iliriane lidhet mbyllja e baseneve oqeanike ndërmjet pllakës Euroaziatike dhe bllokut afro-arabik. Kjo i len vendin fillimit të baseneve të brendëshëm siç janë gropat e brendëshme në territorin tonë (Burrel, Koplík) etj.

GENESIS SETTING OF ALBANIAN OPHIOLITES IS MIRDITA OCEANIC BASIN AND NOT KRASTA – CUKALI (=PINDOS) BASIN

Abedin XHOMO¹, Alaudin KODRA² and Kadri GJATA³

INTRODUCTION

“Pindos oceanic basin” (Smith et al., 1979, 1984) is used in the regional approaches to indicate that the oceanic spreading occurred in the west of the Pelagonian platform. According to Papanikolaou, 1989, the oceanic spreading setting corresponds to Pindos-Cyclade basin. The same author infers also that Parnassus and Beotian zones found into the south of Spherrchios transform fault are eastern areas of Pindos-Cyclade oceanic basin (fig. 2). The actual setting of ophiolites is seen as result of their eastward giant overthrusting. The ophiolites are supposed to overthrust the Parnassus, Beotian zones and the Pelagonian zone. Jones et al., 1991, Robertson et al., 1991 suggest the Pindos oceanic basin is the original genesis setting. In some interpretations Gavrovo (=Kruja) zone and even Ionian zone are considered as western margins of the Pindos basin (fig. 3). Differently from Papanikolaou, 1989, the above mentioned authors in the south of Spherrchios fault suppose that Pindos oceanic basin is developed also in the east of Parnassus platform. The same opinion with Papanikolaou share Le Ricou, 1994; Dercourt et al., 1995 in the palaeogeographic Atlas of Tethys areas. Last time these interpretations by some authors are implemented for Albania as well as. In the paper “Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context” by Robertson and Shallo, 2000, the Mirdita ophiolite genesis setting is considered to be Krasta-Cukali basin. They suppose that its western margin is Kruja platform, whereas the eastern one is the “peripheral complex” considered as composing part of Korabi-Pelagonian platform” (fig. 4, 5). The above-mentioned authors use the term “Mirdita-Pindos oceanic basin” linking two totally different things. They present an artificial adoption of the interpretations for Albania as is made some years ago for the Greece (Jones et al., 1991; Robertson et al., 1991 etc.). Substantially the Mirdita zone is eliminated or is identified with ophiolites generated within Krasta-Cukali (Pindos) basin. On the base of abundant data, the majority of Albanian geologists infer that Mirdita oceanic basin and not the Krasta-Cukali (=Pindos) basin is the original genesis setting of Albanian ophiolites.

I. DURING LATE ANISIAN TO TERTIARY IN KRASTA-CUKALI (=PINDOS) TROUGH IS NOT SPREAD THE OCEANIC BASIN. THIS ONE IS OCCURRED IN MIRDITA BASIN.

In its evolution from Late Anisian to Tertiary the Krasta –Cukali trough presented a thin continental crust basin. After Anisian aborted rifting expressed by Han Bulog formation and intracontinental volcanics etc., pelagic deposits (chert platy limestones, radiolarites, flysch) have take place (fig. 6). As is generally accepted by Albanian geologists its location is found between the Kruja platform in west and Hajmelli platform in East. No available direct and indirect data may infer that during Late Anisian to Tertiary within Krasta-Cukali trough is developed an oceanic basin and that Krasta-Cukali continental sections may have been its passive direct margins. The same situation is also for Pindos pelagic basin in Greek territory (fig. 6). It is very impressive the fact that the above-mentioned authors interpretation on Krasta-Cukali (=Pindos) oceanic basin is served as axiom. No data and other arguments are given. Evidences pointing out that from the Middle Triassic to Tertiary the Cukali pelagic subzone sections are continuous (Xhomo, 1976; Xhomo et al., 1975; Theodoris, 1988; Meço, 1999; Meço and Aliaj, 2000; ISPGJ et al. 1970, 1990; Gorican 1994; Thiebault et al.,

¹ Institute of Geological Research

² Regional Geological Branch, Tirana

³ Albanian Geological Survey

1994). In meantime within Mirdita zone (on ophiolites, platform and pelagic margins) are developed several important tectonogenesis showing intensive deformations, metamorphism, deposition break and structural discordances. This picture clearly indicates that Krasta-Cukali and Mirdita are essentially different other zones. No one geological sections of Cukali subzone in Albania or of Pindos zone in Greece (Thiebault et al. 1994) in Upper Jurassic or Jurassic-cretaceous levels contain "block in matrix" melange evoking typical oceanic accretion prism sediments. This fact argues that during that time the Krasta-Cukali and Pindos didn't pass oceanic basin closure situations as direct continental margins. This situation is documented in Qerret-Militska and Mbasdeja subzones. The last ones are the direct continental (basin/slopes) margins of the Mirdita oceanic basin (fig. 7). The examined clastic material of ophiolitic provenance in Albania indicates that the earliest ages

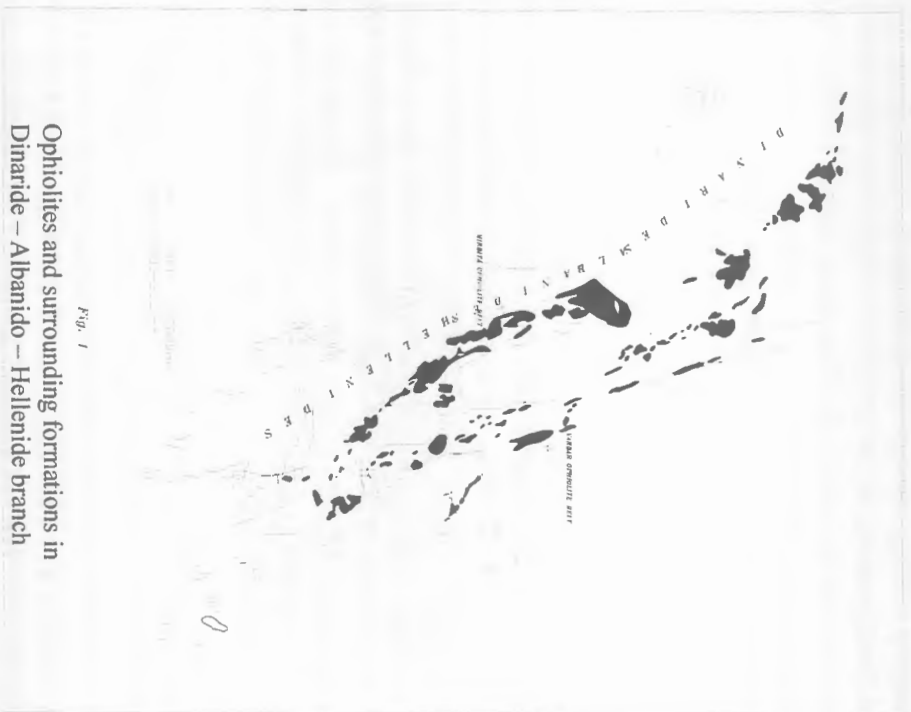


Fig. 1
Ophiolites and surrounding formations in Dinaride - Albanido - Hellenide branch

(Upper Jurassic) of the deposition are found in Mirdita zone on the ophiolites and their closest continental margins. Eastward, in Ostreni (= Gramozi) subzone in these sediments the known oldest age is the end of the Upper Jurassic (Upper Tithonian), whereas in the west, versus the Cukali subzone their age is youngest. Quite the reverse of Robertson and Shallo's, 2000 opinion (fig. 15, page 253 of the cited paper), the mentioned data do not support the enormous overthrusts of ophiolitic masses from the west (Krasta-Cukali zone) versus the east. In reality, after the bidivergent paleoemplacement of ophiolites in Mirdita zone, step by step is enlarged the deposition area of ophiolitic terrigenous material coming from east to west.

The genesis setting of Vourinos, Pindos, Othris etc. ophiolites is treated with much care through the specialized investigations by Thiebault et al. 1994. This author rightly opposed Robertson's et al. 1991 inter

pretations on Pindos basin as ophiolite genesis setting. This author examined the argillaceous fraction into the sediments of two External Hellenides basins: Pindos and Beotian and the Maliak basin

of internal Hellenides. Two different argillaceous associations in sedimentary sequences of Pindos and Beotian zones are distinguished: a. lower association is dominated by illite and illite-smectite layers without Mg, Ni, Cr traces. This assemblage has the provenance from continental nature erosion areas; b. upper association outcrops in the late Upper Tithonian and is made by enriched Fe, Mg, Ni, and Cr three octahedral smectite (saponite type) with probable ophiolitic provenance. According to Ferriere, 1982, in the Jurassic sequences of Maliak basin (parallelized by us with Qerret-Militska and Mbasdeja basin/slopes) the ophiolitic clastic sedimentation start from late Bathonian, while in Argolis peninsula the ophiolitic clastic bearing sediments are displayed from Lower-Middle Oxfordian. The detailed studies demonstrated that the ophiolitic material is derived

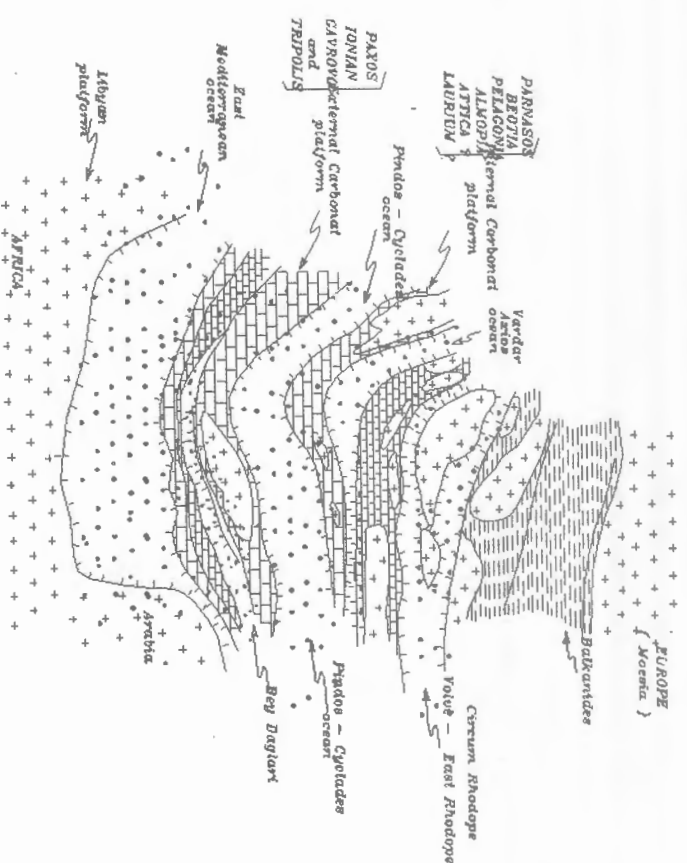


Fig. 2
Papanikolaou's D.J. 1989 interpretation. Pindos - Cyclades oceanic basin is located in the west of Parnassus platform

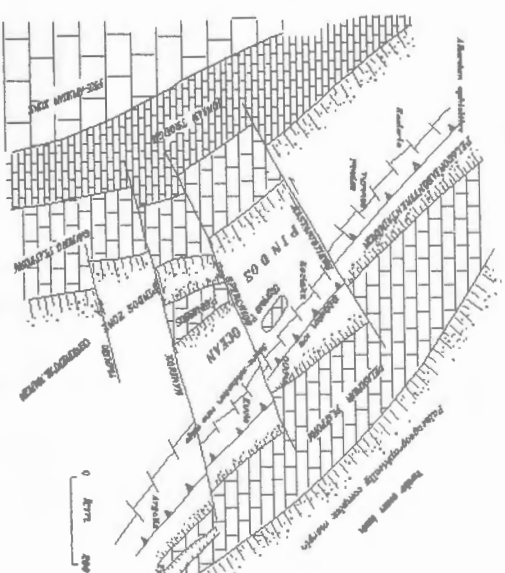


Fig. 3
Robertson's et al. 1991 interpretation showing that Pindos oceanic basin is issued between Pelagonian platform in east and Ionian trough, Gavrovo and Parnassus platforms in west.

from east (internal zones) to the west (external zones).

II. PASSIVE CONTINENTAL MARGINS OF MIRDITA OCEANIC BASIN

Papanikolaou 1989; Jones et al., 1991; Robertson et al., 1991; Dercourt et al., 1995; Robertson and Shallo, 2000; etc. infer that the eastern continental margins of Pindos oceanic basin (=Krasta-Cukali) correspond to the Pelagonian platform (Korab-Pelagonian), while the western continental margins belong to Krutja platform (=Gavrovo). The supposed configuration does not take into the consideration the Mirdita pelagic and platform subzones. They are wrongly attributed to Pelagonian zone. In particular, in the Robertson's and Shallo's, 2000, paper dedicated totally to the geology of Albania this interpretation marks a back step because are ignored all the available data. The majority of Albanian geologists have shared the view about the individuality of the Mirdita zone with ophiolites and related continental margins formation. Kodra and Gjata 1982, 1995, 1999, 2000, 2001; Kodra 1987, 1988; Godroli 1992; Hoxha 1995, 1996; Mego and Aliaj, 2000 etc. have argued that Mirdita super zone preserve the original configuration. It is interpreted as a huge graben structure with oceanic basin in the center and two passive continental margins: Qerret-Miliska and Mbasdeja slope/basin and Hajmeli and Gjallica carbonate plat-



Fig. 4

Robertson and Shallo's 2000 interpretation indicating that Mirdita & Pindos oceanic basin is spread between Korab & Pelagonian platform to east and Krutja (=Gavrovo) platform to west.

form in the periphery of the graben structure, fig. 8.

Hajmeli platform is situated between Krasta-Cukali (and Ostreni) in west and Qerret-Miliska basin/slope and Mirdita oceanic basin in east. This one is spread from Hajmeli Mountain in north to Leskoviku in south. In Greece, Hajmeli subzone continuation is supposed to be Kosiakas-Trifolon platform unit. Robertson and Shallo, 2000 include the Hajmeli sub zone into "Peripheral complex" considering it as western margin of Korab-Pelagonian platform. According to these authors, the last one tectonically outcrops in the west of ophiolites. In the literature this interpretation is made for the first time, but the cited authors do not consider necessary to supply the respective field data. One of the authors for many years has supported absolutely different opinions about (Shallo et al., 1980; 1994; 1995 etc.). Even in more remote syntheses made by Bigoku and Papa, 1965; Bigoku et al. 1970; the ophiolite setting is supposed to be in the slope area between Krasta-Cukali basin and Korabi platform. In the west of ophiolites in all the cases is sited a carbonate platform, which later is named Hajmeli (Kodra, 1987).

The abundant available data from Albania support only the variants of the western setting of Hajmeli platform subzone located in the west of Mirdita oceanic basin (Kodra, 1987; 1988; Kodra and Gjata, 1982; 1999; 2000; Kodra et al., 1993; 1995; 1996; 2000; Godroli, 1992; Hoxha, 1995; 1996 etc.).



Fig. 5

Mesozoic - Tertiary tectonic evolution of Albania (after Robertson and Shallo, 2000). According to authors, Mirdita - Pindos ocean remains open up to the Tertiary.

Along the strike of the Hajmeli subzone excellent outcrops are not identified eastern vergencies of the folded structures as would be expected if we will have had in the case of important overthrusts of huge ophiolitic masses coming up from Krasta-Cukali basin in the distance by several hundred kilometers. On the contrary, Hajmeli subzone paleostructures (before the Late Tithonian and Barremian structural unconformities) show only clear western vergency. This situation is observed in Hajmeli, Vela, and Sinani etc. mountains (Kodra 1987; 1988; Godroli, 1992; Hoxha, 1995; 1996; Dimo, 1997 etc.). In Rubiku, Kolonja etc. areas (Kodra et al., 2000; Upper Tithonian-Valanginian flysch covers with structural unconformity either the deformed structures of the western continental margin or thrust ophiolites set over them, which come from east to west (Godroli, 1992; Carosi et al., 1996 etc.). The same picture is observed for the structures developed within ophiolites (Gjata et al. 1989). Tertiary thrusts of Mirdita zone on the Ostreni (=Gramozi) subzone and Krasta-Cukali zone caused other new emplacements of the structures onto Late Jurassic and

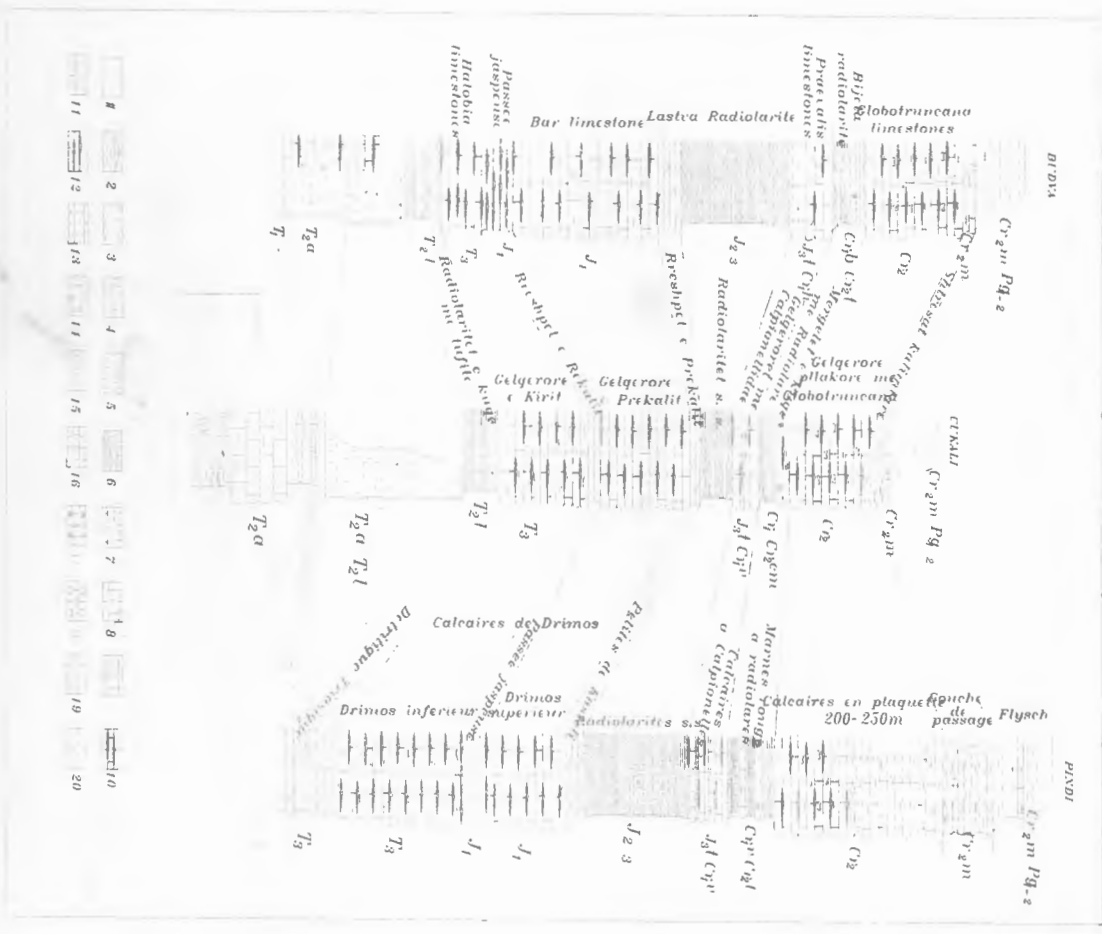
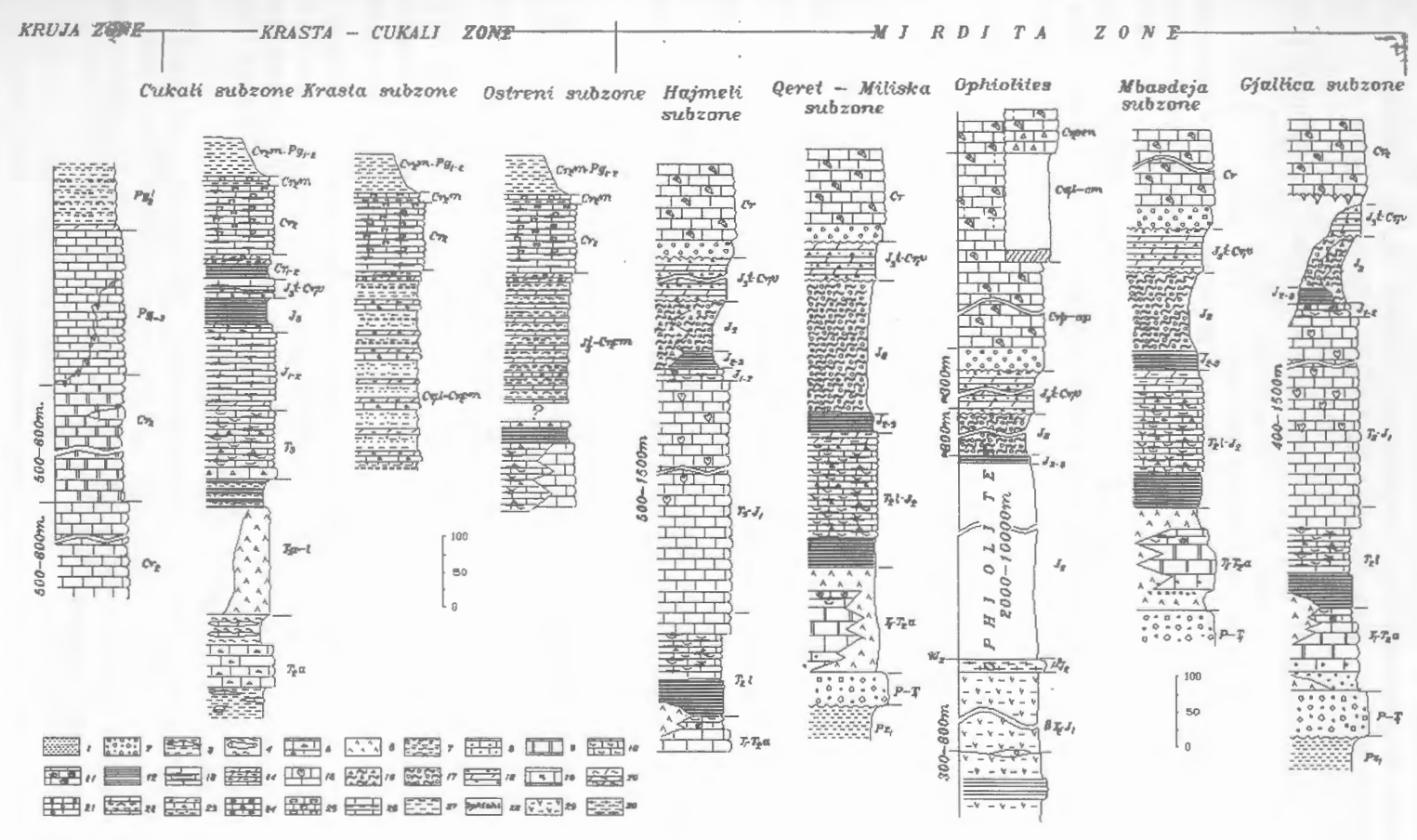


Fig. 6 Correlation of Mesozoic sections of Budva, Pindos zones and Cukali subzone.

1. Sandstone.
2. Schists with limestone olistoliths.
3. Flyschoid intercalations of schists, sandstones etc.
4. Schists with limestone lenses.
5. Rift volcanics.
6. Radiolarites.
7. Tuffs and tuffites.
8. Turbidite and brecciated limestones.
9. Ammonite limestones.
10. Limestones with chert nodules.
11. Pelagic bivalve limestones.
12. Lias marls and cherts.
13. Biogene limestones.
14. Red silicified marls.
15. Dolomite.
16. Calpionella limestone.
17. Planctonic foraminifera limestones.
18. Globotruncana limestones.
19. Transitions sequence.
20. Flysch Budva zone (after Gorican 1994), Pindos zone (after Fleury 1980), Cukali subzone (after Xhomo et al. 1975)



Correlation of Mirdita, Krasta-Cukali and Kruja zone sections
 1-Schists. 2-Conglomerates. 3-Flyschoid. 4-Schists with limestone lenses. 5-Turbidite limestones. 6-Rift volcanics. 7-Cherts, tuffs. 8-Sandstone limestones. 9-Dolomites. 10-Pelagic limestones. 11-Ammonite limestones. 12-Radiolarites. 13-Limestones with cherts. 14-Marls limestones with cherts. 15-Megalodonte limestones. 16. Ophiolite breccia and tuffo-breccia. 17-Block in matrix, type melange. 18-Fierza flysch. 19-Rudiste limestone. 20-Foliated marls. 21-Conglomerates. 22-Sandstone marls flysch. 23-Limestone marls flysch. 24-Limestones with protoglobigerina. 25-Globotruncana limestones. 26-Transition sequence. 27-Flysch. 28-Middle Jurassic ophiolites. 29-Volcano-edimentary Formation. 30. Metamorphic sole.

relation to Mirdita zone where oceanic spreading occurred, the closure is evidenced during Middle-Late Jurassic up to the Hauterivian. No opened oceanic basin during Cretaceous to Early Tertiary is documented (Kodra and Gjata, 1982, 2001, Gjata et al. 1995; Bortolotti et al., 1996; Godroli, 1992; Hoxha, 1996; Kodra, 1987, 1988; Kodra et al., 1993, 1995, 1996, 2000).

IV. INTRAOCEANIC AND MARGINAL PALEOEMPLACEMENT OF OPHIOLITES HAVE BEEN BIDIVERGENT

The ideas supporting only one oceanic basin (Pindos-Krasta/Cukali) and eastern paleocharriage of Jurassic ophiolites on Pelagonian zone do not explain several the available data on Middle Triassic-Jurassic oceanic formations represented of volcano-sedimentary formation (βT_2 -J) and metamorphic sole ($\eta^s I_2$) developed in both side and into the bottom of Jurassic ophiolites (Kodra and Gjata, 1992; Gjata et al., 1995; Milushi, 1995; Hoxha, 1995, 1996; Godroli, 1992; Meshi, 1996, Vergely et al. 1997; Dimo, 1997). These two formations have the same composition. They display bidivergent vergency paleodisplacement. The same style indicates the continental margins, which bear the above-mentioned formations. We infer only the bidivergent paleoemplacement developed during intraoceanic and marginal stage within Mirdita narrow basin may explain the geological reality of Internal Albanides (Kodra and Gjata, 1982).

The geologic and geophysical mapping data on ophiolites do not support the eastern giant paleocharriage. So far no evidence of eastern important intraophiolite thrusts are identified. On the contrary such type thrusts show western vergency. They are especially typical in the western areas of ophiolites (Hoxha, 1996). In addition the thick ophiolite sequences in eastern areas do not back such type interpretations. Finally, it is documented an asymmetric paleodisplacement, where the eastern displacement is more reduced, while in the east it is more developed.

With reference to Middle Jurassic ophiolites, the traced boundary among MOR type western ophiolites and SSZ related eastern ophiolites within ophiolite massifs (Bulgiza, Shebeniku etc.) made by Robertson and Shallo, 2000, fig. 6, 205-208 p. is a pure artifice. It is not acceptable to suppose two different geodynamic styles (mid-ocean ridge and SSZ) within one structural unity. Time after time, the cited authors reflect a contradictory interpretation. In the fig. 18, 241 pages, which correspond to the fig. 4 in our paper, they display a different opinion and show only the eastern SSZ type ophiolites thrust. These confuse interpretations are consequence of the wrong model on the ophiolite genesis setting within Krasta-Cukali (=Pindos) basin with western dipping subduction and eastern unilateral ophiolite paleoemplacement.

The supplied data on the genesis setting of Mirdita ophiolites and their actual position in the Albanide structure testify the instability of the opinions backing up the Krasta-Cukali zone as the primary site for the generation of ophiolites.

Summing up the presented data, the framework of Dinaride-Albanide-Hellenide branch is the following: (fig. 8)

- a. The segment in north of Shkodra-Peja transform fault: narrow oceanic basin is spread in the east of Durmitori platform and more exactly in the Dinaride oceanic area. Budva thin continental crust basin (the continuation of Krasta-Cukali basin) doesn't display any link with Dinaride oceanic basin.
- b. The segment between Shkoder-Peja transform fault and Spherchios transform fault: sea-floor spreading occurred within Mirdita graben structure. It is divided by Krasta-Cukali (and Ostreni) trough by Hajmeli platform. During Middle Triassic-Tertiary in Krasta-Cukali zone and in its continuation in Greece (Pindos) is not spread any oceanic basin. In this time period Krasta-Cukali and Pindos has been troughs and pelagic sedimentation takes place.
- c. The segment in south of Spherchios transform fault: oceanic basin is spread in east of Parnassus platform, Beotian trough and "Subpelgonian platform". Pindos thin continental crust trough doesn't

indicate any links with oceanic basin.

In this context "Pindos oceanic basin" notion is not founded. The application of this notion is not right and brings confusion.

By the way may be it is worth to underline that "Pindos oceanic basin" notion is used by Ziegler and Stampfli, 1999, (and in several early publications as well as). They infer that Pindos ocean is spread during Carbon up to Scythian. During Anisian it is closed. In our paper we have not analyzed these interpretations. Albanian and Greek ophiolites are not interpreted as constituent part of Pindos Paleozoic oceanic basin, but as members of Meliata-Vardari area found in the east of Pelagonian zone. We don't support these interpretations, but they are not object of this paper.

At the end of this discussion, the historic priority of the name "Mirdita zone" (Nopcea, 1921, 1929), the excellent exposures of ophiolites and their adjacent continental margins supply an abundant and convincing information on the genesis setting of Mirdita ophiolites. So, "Mirdita oceanic basin" notion is fully motivated.

LITERATURA

- Biçoku T., Papa A.** 1965 Mendime mbi rajonizimin tektonik të Shqipërisë. Përmbledhje Studimesh, 1, 3-20
- Biçoku T., Xhomo A.** 1970 Gjeologjia e Shqipërisë. Monografi. Tiranë
- Bortolotti V., Kodra A., Marroni M., Mustafa M., Pandolfi C., Principi G., Sacconi E. Carosi R., Kodra A., Marroni M. Mustafa F.** 1996 Deformation history of Jurassic Kalur cherts from the Mirdita nappe, Albanian ophiolites. *Ophiolite*, 21, 1, 41-46
- Dercourt J.** 1968 Sur l'accident Scutari-Pec, la signification paléogéographique de quelques series condensées en Albanie septentrionale. *Ann. Soc. Géol. Nord*, LXXXVIII, 3, 109-117, Lille
- Dercourt J., Ricou L. E., Dimo A.** 1993 Atlas Tethys, Palaeoenvironmental Vrielync K.B. maps. 307 p., 23 plates. Paris, Gauthier- Villars.
- 1997 Le mécanisme de mise en place des ophiolites d'Albanie. Ph.D. thesis, Univ. Paris-Sud, 307 p.
- Ferriere J.** 1982 Paléogéographie et tectonique superposées dans les Hellenides internes: les massifs de l'Othrys et du Pelion. *Soc. Géol. Nord*, pub. 8, 1-90
- Godroli M.** 1992 Tectonique des ophiolites dans les Albanides internes. Modalité d'ouverture et de fermeture bassin océanique étroit. Thesis, Orsay, 345 p.
- Gorican and Spela** 1994 Jurassic and Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva zone. Mem. de Géol. Lausanne, 18, 160 p.
- Gjata K., Mustafa F. Pirdeni A.** 1989 Mbi moshën e jurasikut të sipërm të pakos argjilite me copra në Mirditën qëndore. *Bull. Shk. Gjeol.* 2, 41-50
- Gjata K., Shallo M., Neziraj A., Dobi A., Dhima K.** 1995 Field Trip Guide Book. Workshop on Albanian ophiolites and related Meshi A., mineralization. Doc. du

- Karaj N., Xhomo A., Ohnenstetter M. 1999 BRGM, 244, 99-191. Albanian ophiolites: from rift to ocean formation. Petrologic evidence. EUG 10, Journal of Conf., Abstracts, Symp. F04, 405, Strasbourg
- Hoxha E. 1996 L'étude des processus de rifting Triassiques et Jurassiques dans les zones internes d'Albanie. Thèse, Univ. Paris sud, 263 p.
- Hoxha L. 1995 Sulphide mineralizations of Albanian ophiolite volcanics. Bul. Shk. Gjeol. nr. 1.
- Shehu R., Shallo M., Kodra A., Vranaj A., Gjata K., Gjata Th., Melo V., Yzeiri D., Bakaj H., Xhomo A. 1983 Harta Gjeologjike e Shqipërisë, 1:200.000
- M., Kodra A., Vranaj A., Gjata K., Gjata Th., Melo V., Yzeiri D., Bakaj H., Xhomo A. 1990 Gjeologjia e Shqipërisë. Monografi, 280 faqe, Tiranë
- Kodra A., Vranaj A., Gjata K., Gjata Th., Melo V., Yzeiri D., Bakaj H., Xhomo A. 1990 Gjeologjia e Shqipërisë. Monografi, 280 faqe, Tiranë
- Jones G., Robertson A. H. F. 1991 Genesis and emplacement of the Supra-Subduction zone Pindos ophiolite, Northwestern Greece. Tj. Peters et al. (Eds.). Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere, 771-799.
- Jones G., Robertson A. H. F. 1991 Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units in NW Greece: an integrated supra-subduction spreading and subduction-accretion model. I, Geol. Soc. London
- Kodra A., Gjata K. 1982 Ofolitet në kuadrin e zhvillimit gjeotektonik të Albanideve të brendëshme. Bul. Shk. Gjeol. 2, 49-62
- Kodra A. 1987 Paleogjeografia dhe zhvillimi gjeotektonik i Albanideve të brendëshme gjatë Triasikut dhe Jurasikut. Bul. Shk. Gjeol. 4, 24-34
- Kodra A. 1988 Rrifëzimi i kores kontinentale mirditore dhe fazat e para të zgjerimit oqeanik gjatë jurasikut. Përmb. Stud., 4, 3-14
- Kodra A., Gjata K., Bakalli F. 1993 Les principales étapes de l'évolution paléogéographique et géodynamique des Albanides internes au cours du Mésozoïque. Bull. Soc. Géol. France, 164, (1), 69-77
- Kodra A., Gjata K., Bakalli F. 1995 The Mirdita oceanic basin from rifting to closure. Workshop on Albanian ophiolites and related mineralization. Doc. BRGM, 244, 9-26.
- Kodra A., Gjata K., Bakalli F., Xhomo A. 1996 Introduction to the geology of Albania with special reference to the ophiolites. Conv. Italo-albanese, Tirana, 12-18.
- Kodra A., Gjata K., Xhomo A. 2000 Tectonic history of the Mirdita oceanic basin (Albania). Bul. Shk. Gjeol., 5-26
- Kodra A., Gjata K. 2001 Comment on the paper 'Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional eastern Mediterranean context'. Tectonophysics, vol./issue 344, pp. 295-299.
- Langora Ll., Bushati S., Lika O. 1983 Disa mendime mbi trajten e përhapjes seofoliteve në vendin tone ne interpretimet e vrojtimeve gravimetrike e magnetometrike. Bul shk Gjeol. 3, 7-20
- Le Ricou 1994 Tethys reconstructed plate continental fragments and their boundaries since 260 m.y. from central America to south eastern Asia. Geol. Acta, v. 7, 4, 169-218
- Meco S. 1999 Conodont biostratigraphy of Triassic pelagic strata, Albania. Rev. It. Pal. Str., vol. 105, 2, 251-266.
- Meco S., Aliaj Sh., Melo V., Aliaj Sh., Kodra A., Xhomo A., Naco P., Lula F., Gjata K., Hoxha V., Meshi A. 1991 Tectonic windows of the external Albanides in the eastern areas of Alanai. Bul. Shk. Gjeol. 1, 21-29
- Meshi A. 1995 Struktura dhe deformacioni i masivit ultrabazik te Bulqizes. Modele të rriedhjes astenosferike dhe litosferike Disertacion, Univ. Tiranës, 195 p.
- Meshi A., Boudier F., Nicolas A. 1999 Ophiolites de Nord Mirdita: structures et implications géodynamiques. Bull. Soc. Géol. Fr. (submitted)
- Milushi I. 1995 Karakteristikat gjeologo-strukturore dhe të mineralizimit sulfur në kompleksin vullkano-sedimentar në shembullin e rajonit Porave-Lvoshë. Disertacion. Univ. Tiranës, 165 p.
- Naco P. 1998 Tektogjeneza, modeli strukturor dhe perspektiva natë-gazmbajtëse e nënzonës Krasia. Disertacion, 120 f.
- Naco P., Hamiti S. 1998 Mbi tektonikën e rajonit Nështe-Okshtun-Çerenec. Shk. Gjeol., ?, 23-32
- Nopcsa F. 1929 Geographie und Geologie Nordalbaniens. Geol. Hung. Budapest
- Nowack E. 1929 Geologische übersicht von Albanie. Erläuterung zur geologischen Kalk 1:200.000. Salzburg
- Nicolas A., Boudier F. 1999 Slow spreading accretion and mantle denudation in the Mirdita ophiolite (Albania). Journ. of Geophys. Res. 104, 87, 15155-15167
- Meshi A. 1970 Conceptions nouvelles sur la structure des Albanides. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XII, 1096-1109.
- Papa A. 1970 Are the medial crystalline massifs of the Eastern Mediterranean drifted Gondwanian fragments? IGCP Project 276, 63-90
- Papanicolau J. D. 1989 Origin and emplacement of an inferred late Jurassic subduction-accretion complex, Euboea, Eastern Greece. Geol. Mag. 128, 27-41
- Robertson A. H. F. 1991 Tectonic evolution of the Mesozoic-cenozoic pindos ocean (Greece). Bul. Geol. Soc. Greece, V, XXV, 1, 55-64
- Cliff P., Degan P., Jones G. 1994 The role of subduction-accretion processes in the tec-

- tonic evolution of the Mesozoic Tethys in Serbia. *Tectonophysics*, 234, 73-94
- Robertson A. H. F., Shallo M.** 2000 Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional eastern Mediterranean context. *Tectonophysics*, 316, 197-254
- Smith A. G., Spray J. G.** 1984 A half-ridge transform model for the Hellenic-Dinaric ophiolites. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 17, 629-644
- Smith A. G.** 1993 Tectonic significance of the Hellenic-Dinaric ophiolites. H. M. Pritchard, Alabaster T., Harris N. C. R. (eds.). *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Pub. 76, 213-243.
- Shallo M., Gjata Th., Vranaj A.** 1980 Përfytyrime të reja mbi gjeologjinë e Albanideve lindore. *Përm. Stud.* 2, 31-58
- Shallo M., Çina A., Turku I.** 1995 Outline of the metallogeny of Albanian MOR and SSZ type ophiolites. *BRGM*, 244, 27-46.
- Shallo M.** 1994 Outline on the Albanian ophiolites. *Ofioliti* 19(1), 57-75
- Thiebault F., Fleury J. J., Clement B., Degardin M. J.** 1994 Paleogeographic and paleotectonic implications of clay minerals distribution in late Jurassic-early Cretaceous sediments of the Pindos-Olonos and Beotian basins, Greece. *Palaeogeogr.* 108, 23-40
- Theodorhi P.** 1998 Kushtet e sedimentimit dhe evolucioni paleogeografik mesozoik në nënzonën Cukali. *Disertacion*. 105 f.
- Vergely P., Kodra A., Vergely P., Dimo A., Monié P.** 1997 Datation des semelles métamorphiques ophiolitiques de l'Albanie par la methode Ar40/Ar39: Conséquences sur le mécanisme de l'obduction. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, 713-723
- Ziegler P. A.** 1988 Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* v. 43, 198 p.
- Xhomo A.** 1966 Të dhëna mbi depozitimet mesozoike të Spitenit dhe Lisnës. *Përm. Stud.* 3, 57-69
- Xhomo A., Peza L. H., Peza L., Pirdeni A.** 1975 Një kontribut për njohjen e stratigrafisë të zonës Krastë-Cukalit (nënzona Cukalit). *Përm. Stud.* 2, 7-15

ABSTRACT

Albanian ophiolites (fig. 1) and their continuation in Greece have been in the focus of many studies. Among the most debatable aspects is the tectonic setting for their genesis and emplacement. In this paper, several arguments showing the instability of some interpretations supporting the idea that Albanian ophiolites and their continuation in Greece issued in Krasta-Cukali (=Pindos) basin are presented. By the way "Pindos oceanic basin" notion is discussed.

Key words: Ophiolite, Mirdita oceanic basin, Pindos (=Krasta-Cukali) oceanic basin, Hajmeli and Gjallica platform, Qerret-Miliska and Mbasdeja basin/slope.

VENDI I GJENEZES SE OFIOLITVE TE SHQIPERISE ESHTË BASENI OQEANIK

MIRDITA DHE JO BASENI KRASTA - CUKALI (= PINDI)

(Diskutim mbi perdorimin e emertimit: baseni oqeanik Pindi).

HYRJE

Smith et al. 1979, 1984 etj., emertimin "baseni oqeanik Pindi" e kanë përdorur në trajtimet regionale për të treguar zgjerimin oqeanik në perëndim të platformes Pelagoniane. Papanikolaou 1989, si vend të zgjerimit oqeanik konsideron basenin Pindi - Cyklade, bile autori i mesiperm edhe në jug të fajës transformuese Sperchio zonat Parnase dhe Beotiane i trajton si treva lindore të basenit oqeanik Pindi - Cyklade (fig. 2). Pozicionin aktual të ofiolitëve autori e interpreton me shpazhim gjigand të tyre me drejtim lindor që pasi branisen mbi zonen Parnase e Beotiane vendosen mbi zonen Pelagoniane. Jones et al. 1991, Robertson et al. 1991 jo vetëm pranojnë si vend të gjenezës së ofiolitëve basenin oqeanik Pindi por si buze perëndimore të ketij baseni vizatojnë, në disa rajone zonen Gavrovo (= Kruija) dhe në rajone të tjera direkt zonen Jonike (fig. 3). Në dallim nga Papanikolaou 1989 autori e mesiperm në jug të fajës transformuese Sperchio, basenin oqeanik Pindi e interpretojnë edhe në lindje të platformes Parnase. Aferishtë të njëjtin pozicion me Papanikolaou 1989 kanë paraqitur edhe Le Ricou 1994, Dercourt et al. 1995 në atlasin paleogeografik për trevat e Tetisit. Kohet e fundit keto interpretime nga disa studiues janë shtrire direkt edhe për Shqipërinë. Në artikullin "Mesozoic - Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context", Robertson, Shallo 2000, vendin e gjenezës së ofiolitëve të zones Mirdita e pranojnë në basenin Krasta - Cukali me buze perëndimore platformen Kruija dhe buze lindore "Kompleksin Periferik" si pjesë perberese të platformes Korab - Pelagoniane (fig. 4, 5). Ata përdorin edhe termin basen oqeanik Mirdita - Pindi duke bashkuar kështu dy gjera krejt të ndryshme. Në këtë mënyrë ato bëjnë një adoptim artificial për Shqipërinë të interpretimeve të hedhura me pare për Greqinë (Jones et al. 1991, Robertson et al. 1991 etj.). Në esencë, në baze të parashtrimeve të autoreve të cituar me sipër zona Mirdita eliminohet ose e shumta ajo identifikohet vetëm me ofiolitet, të gjeneruara në basenin Krasta - Cukali (= Pindi). Sikunder është e njohur gjeresisht, shumica dermonjëse e studiuësve shqiptarë me argumenta bazuar në informacione të shumta gjeologjike si vend të gjenezës së ofiolitëve të Shqipërisë pranojnë basenin oqeanik Mirdita dhe jo basenin Krasta - Cukali (= Pindi) Me poshtë po rendisim disa trajtime kryesore lidhur me këtë problem:

1. NË TROGUN KRASTA - CUKALI (= PINDI), NUK ESHTË ZGJERUAR BASENI OQEANIK GJATE ANIZIANIT TË VONSHEM DERI NË TERCIAR; BASENI OQEANIK ESHTË ZGJERUAR NË ZONEN MIRDITA

Zona Krasta - Cukali në evolucionin e saj nga Aniziani i vonshëm deri në Terciar ka përfaqësuar një basen me kore të hollë kontinentale ku, pas një riftingu të abortuar gjatë Anizianit të vonshëm që shprehet me vullkanite intrakontinentale etj. kanë vijuar depozitime pelagjike si gëlqerore pllakore me silicore, radiolarite dhe flishe (fig. 6). Pozicioni i saj, ashtu siç e pranojnë shumica e gjeologëve shqiptarë është mes platformes Kruija në perëndim dhe platformes Hajmeli në lindje. Asnjë e dhënë direkte apo indirekte nuk deshmohet që gjatë Anizianit të vonshëm deri në Terciar në trogun Krasta - Cukali të jetë zgjeruar basen oqeanik dhe prejjet kontinentale të zones Krasta - Cukali të kenë përfaqësuar buze pasive të drejtëpërdrejta të tij. E njëjta situatë është edhe për trogjet Pindi dhe Budva në territoret Greke dhe Malazeze. (fig. 6). Interpretimin për një basen oqeanik Krasta - Cukali (= Pindi) autorët e cituar me sipër na e servirin si aksiome, pa dhënë as edhe një argument. Fakti që prejjet e nënzones pelagjike Cukali paraqiten të vijueshme nga Triasiku i mesëm deri në Terciar (Xhomo, 1976, Xhomo, etj. 1975, Theodorhi, 1988, Meço 1999, Meço, Aliaj, 2000, I.S.P.G.J. 1970, 1990) nderkohë që në zonen Mirdita (në ofiolitet dhe buzet kontinentale pelagjike e platformike) dokumentohen një sere tektogjenesh tepër të rëndësishme të shprehura me deformacione intensive, metamorfizem, mungesë të depozitimeve dhe mos përputhje strukturore, është tregues i qarte

se zona Krasta - Cukali dhe Mirdita jane esencialisht te ndryshme nga njera tjetra. Gjithashtu, ne asnje prerje te nenzones Cukali ne Shqiperi apo te zones Pindi ne Greqi, (Thiebault et al. 1994) ne nivele te Jurasikut te siperm apo Jurasiko - Kretakut nuk takohen formime te melanzhit " billoge ne matiks", qe perfagesojne formime tipike te prizmave te akrecionit. Kjo eshte nje deshmi se Krasta - Cukali dhe Pindi gjate asaj peritidhe nuk jetonin situata te mbylljes se basenit oqeanik si buze kontinentale te drejteperdrejta. Ne te kundert, nje gje e tille dokumentohet ne menyre te plote ne nenzonat Qeret - Militska dhe Mbasdeja qe perfagesojne buzet kontinentale direkte (basene/sipate) te basenit oqeanik Mirdita (fig. 7). Edhe analiza e depozitimit te materialit copozor me prejarthje ofiolitike ne Albanide tregon qarte qe moshat me te hereshme (Jurasik i siperm) te depozitimit te tyre jane ne zonen Mirdita, mbi vete ofiolitet dhe buzet kontinentale te aferta te saj. Ne drejtim te perendimit, ne nenzonen Ostreni (= Gramoz) dhe me ne perendim, drejt nenzones Cukali moshat e tyre eshte gjithnje e me e re. Per kete problem ne nje studim te specializuar qe i dedikohet teresisht sqarimit te vendit te gjenezes se ofioliteve te masiveve te Vurinosit, Pindit, Othrisit etj. autoret Thiebault et al 1994 kundershtojne interpretimet e Robertson et al. 1991 sipas te cilave, vendi i gjenezes se ofioliteve te masiveve te mesiperm eshte baseni Pindi.

Thiebault et al. 1994 studjua fraksionin argjilor ne sedimentet e dy baseneve te Helenideve te jashtme: Pindi dhe Beotiane si dhe ne basenin Maliak te Helenideve te Brendeshme. Kronologjikisht, dy autoret vecojne shqerime te ndryshme argjilash ne sekuenca sedimentare te baseneve Pindi dhe Beotiane:

a - Shqerimi i poshem dominohet nga shtresa Ilite dhe Ilite - Smekite dhe te pasura nga Mg, Ni dhe Cr ; Ky shqerim ka burime nga treva erozioni me natyre kontinentale;

b - Shqerimi i siperm, qe shfaqet ne Titoniamin e vonshem dhe ndertohet nga Smektit trioktaedral (tipi Saponit), i pasur me Fe, Mg, Ni dhe Cr; me derivacion te sigurte nga treva ofiolitike.

Studimi i shperndarjes ne kohe dhe hapsire te makro dhe mikro depozitimeve me material copozor ofiolitik tregoi qe materiali ofiolitik ka devijuar nga lindja (zonat e brendeshme), drejt perendimit (zonat e jashtme).

2. BUZET KONTINENTALE PASIVE TE BASENIT OQEANIK MIRDITA

Ne trajtimet e studiuessve Papanikolaou 1989, Jones et al. 1991, Robertson et al. 1991, Dercourt et al. 1995, Robertson, Shallo 2000 etj. si buze kontinentale lindore e basenit oqeanik Pindi (= Krasta - Cukali) merret platforma Pelagoniane (Korab - Pelagoniane), ndersa si buze kontinentale rendimore kryesisht platforma Gavrovo (=Kruja). Mohohen keshtu teresisht nenzonat pelagjike apo platformike te zones Mirdita duke ja atribuuar ato me pa te drejte zones Pelagoniane. Mendojme qe vecanerisht ne studimin e fundit Robertson, Shallo 2000, i cili trajton posaqerisht gjeologjine e Shqiperise, ky interpretim perfageson nje hap te madh mbrapa duke injoruar arritje teper te rendesishtme te studiuessve te Albanideve mbeshetur ne informacione te shumta shkencore te terrenit dhe laboratorike. Pothuajise te gjitha studiuessit e Albanideve kane vene ne evidence pranine e zones Mirdita me ofiolitet dhe periferite e saj kontinentale dhe dy dekadat e fundit mjaft studiuess Kodra, Gjata 1982, 1995, 1999, 2001, Kodra 1987, 1988, Godroli 1992, Hoxha 1995, 1996, Meco, Aliaj 2000 etj. kane argumentuar shkencerisht nderimin e superzones Mirdita si nje strukture e madhe grabenore me basenin oqeanik ne qender dhe dy buzet kontinentale pasive: basen / shpate Qeret - Militska dhe Mbasdeja dhe platformat karbonatike Hajmeli e Gjallica ne periferi te strukture grabenore (fig. 8).

Platforma Hajmeli shtrihet mes basenit pelagjik Krasta - Cukali (dhe Ostreni) ne perendim, dhe basen / shpate Qeret - Militska dhe basenit oqeanik Mirdita ne lindje. Ajo ka perhapje te gjere ne Shqiperi nga Shita e Hajmeli ne veri deri ne Leskovik ne jug. Si vazhdimesi e nenzones Hajmeli ne territorin Grek mendojme se eshte njesia platformike Koziakas - Trilofon. Robertson dhe Shallo 2000, nenzonen Hajmeli e perfshijne ne "Kompleksin Periferik", te cilin e interpretojne si buze perendimore e platformes Korab - Pelagoniane, e demaskuar tektonikisht sipas tyre ne perendim te ofioliteve. Kete interpretim megjithese parashtrohet per here te pare ne literaturen gjeologjike per Shqiperine autoret na e servirin te gatshem, pa e mbeshetur ne as edhe nje te dhene te terrenit, nderkohe qe njeri prej autoreve ashtu si dhe studiuessit e tjere te Albanideve per vite e vite me rradhe ka mbrojtur pikpamje krejt te kundert me sa me siper. (Shallo etj. 1980, 1994, 1995 etj). Edhe

studjuessit me te hershem (Bigoku, Papa 1965, Bigoku etj. 1970) ne trajtimet paleogeografike ne perendim te ofioliteve pranomin nje platforme karbonatike, te cilen me vone e kemi emertuar Hajmeli (Kodra 1987).

Mendojme se informacioni i shumte gjeologjik nga Shqiperia mbeshet vetem variante te interpretimeve per pozicion te nenzones platformike Hajmeli ne perendim te basenit oqeanik Mirdita (Kodra 1987, 1988, Kodra, Gjata 1982, 1999, 2000, Kodra etj. 1993, 1995, 1996, 2000, Godroli 1992, Hoxha 1995, 1996 etj.).

Ne nenzonen Hajmeli, gjate gjithje perhapjes madheshore te saj nuk evidentohen ne asnje rast vergjencia lindore te rudhave sikunder do te priej po te kishim nje sharizh te masave gjigande ofiolitike nga baseni Krasta - Cukali ne drejtim te lindies per qindra kilometra. Ne te kundert, paleostrukturat e nenzones Hajmeli (para mosperputhjeve strukturore te Titoniamit te vonshem dhe te Barremiamit) kane vetem vergjence te qarte perendimore. Nje situat e tille vrojtohet ne Shiten e Hajmelit, ne malin e Veles, ne malin e Sinanit etj. (Kodra 1987, 1988, Godroli 1992, Hoxha 1995, Hoxha 1996, Dimo 1997 etj). Ne Fierze te Rubikut (Kodra etj. 1996, 2000) flishi "Fierza" i Titoniamit te siperm - Valanzhiantit mbulon me mosperputhje strukturore te theksuar si strukturat e deformuara te buzes kontinentale perendimore ashtu dhe te ofioliteve te branisura mbi to nga lindja ne perendim (Godroli 1992, Carosi et al. 1996 etj.).

Me konceptimin e "Kompleksit Periferik" si buze perendimore te zones platformike Korab - Pelagoniane, Robertson, Shallo 2000 mohojne edhe pranine e basen / shpateve Qeret - Militska e Mbasdeja si buze pasive te drejteperdrejta te basenit oqeanik Mirdita, por thjeshte i trajtojne ato si disa thellime te izoluar intraplatformike pa asnje rol ne gjeologjine e Albanideve.

Ne te vertete daljet me siperfaqe te kufizuara te nenzoneve pelagjike Qeret - Militska dhe Mbasdeja ne periferi te ofioliteve te zones Mirdita perfagesojne vetem nje pjese te vogel te ketyre nenzoneve. Ato jane te mbuluara gjeresisht nga napat ofiolitike Triasiko - Liasike dhe Jurasike dhe demaskohen ne menyre fragmentare ne trajte dritaresh tektonike ne Kcire, Kafalle, Vig, Fregen, Butem, Livadhass, Vataj, Alarup etj.

Edhe interpretimi mbi nje ballfaqim te drejteperdrejte te nenzones Valbona me basenin oqeanik ne jug te transformueses Shkoder - Peje nuk eshte bindes dhe eshte me shume nje gjetje artificiale e autoreve qe buron nga trajtimi i gabuar qe i behet basenit oqeanik Mirdita si nje basen i gjeneruar ne zonen Krasta - Cukali.

Ne fig. 8 ne kemi paraqitur situaten gjeologjike gjate Jurasikut te mesem ne jug dhe veri te transformueses Shkoder - Peje. Ne te paraqitet qarte se ofiolitet e Shqiperise dhe vazhdimi i tyre ne Greqi jane formuar ne basenin oqeanik Mirdita dhe jo ne basenin Krasta - Cukali (= Pindi).

3. BASENI OQEANIK I MIRDITES ESHTTE MBYLLUR GJATE JURASIKUT

Autoret Robertson, Shallo 2000 bejne fjale per nje basen oqeanik te mbetur hapur ne Krasta - Cukal gjate Jurasikut, Kretakut e Terciarit te hershem dhe te mbyllur ne Eocen te vonshem (fig.5). Me asnje te dhene direkte apo indirekte, ata nuk e mbeshesin nje interpretim te tille. Sipas ketij interpretimi duhej te pritim qe ne basenin oqeanik te mbetur (hapur), te depozitoheshin sedimente te thella gjate gjithje intervalit nga Jurasiku deri ne Terciarin e hershem. Nje situat e tille nuk e kemi te dokumentuar mbi ofiolite goffe edhe ne nje pike te vetme. Mendojme qe edhe per kete problem modelet e dhena per Greqine (Jones et al. 1991, Robertson et al. 1991, Papanikolaou 1989) jane te pa adoptueshme per Shqiperine. I gjithje informacioni gjeologjik e gjeofizik qe disponohet per Shqiperine flet qe, zona Krasta - Cukali nga Triasiku i mesem deri ne Terciar ka gene nje trog kryesisht me depozitime pelagjike dhe ne zonen Mirdita ku eshte zgjeruar baseni oqeanik, mbyllja e tij eshte bere kryesisht gjate Jurasikut te mesem - te vonshem, pra nuk ka patur basen oqeanik te hapur gjate Kretakut dhe Terciarit te hershem.

4. PALEOVENDOSJET INTRA OQEANIKE DHE MARGJINALE TE OFIOLITTEVE KANE QENE DY ANESORE

Studimet qe bejne fjale per nje basen oqeanik Pindi (= Krasta - Cukali) dhe pranojne vetem paleoshariathe te ofioliteve jurasike ne drejtim te lindjes mbi mikrokontinentin Pelagonian nuk spjegojne edhe fakte teper te rendesishme te pranise se formacioneve oqeanike triasiko - liasike te perfaqesuar me Formacionin Vullkano - Sedimentar (bT₂ - J₁) si dhe te Shtrojes Metamorlike (h^sJ₂), ne te dy krahet dhe ne dysHEME te ofioliteve Jurasike te zones Mirdita. Ata kane moshe e perberje te njejte dhe paraqesin deformacione me vergjence dyansore ashtu si dhe formacionet e buzeve kontinentale mbi te cilat ato jane vendosur. Vetem interpretimet me paleovendosje me vergjence dyansore si gjate stadi intraoqeanik ashtu dhe marginal ne basenin e ngushte Mirdita spjegojne ne menyre te kenaqshme realitetin gjeologjik ne Albanidet e Brendeshme (Kodra, Gjata 1982 etj.). Prej shume vitesh ne kemi vene ne evidence se kjo paleovendosje eshte asimetrike, ku vendosja drejt lindjes eshte me e kufrizuar se ajo drejt perendimit (Kodra, Gjata, 1982).

* * *

Argumentat e parashtruara me lart mbi vendin e gjenezes se ofioliteve te zones Mirdita dhe pozicionit aktual te tyre ne strukturën e Albanideve flasin qarte për paqëndrueshmërinë e interpretimeve sipas të cilave ofiolitet e zonës Mirdita e kanë gjenezën në basenin Krasta - Cukali.

Në kuadër me regional ne harkun Dinaro-Albano-Helenid tabllloja e këtij degëzimi tetisian paraqitet e tille:

a. Ne segmentin ne veri te faljes transformuese Shkoder - Peje: Baseni i ngushte oqeanik Dinarik (Mirdita) eshte zgjerruar ne lindje te platformes se Durmitorit dhe ndahet nga baseni oqeanik i Vardarit prej mikrokontinentit Drina - Ivanjica (=Korab - Pelagoni s.l.). Baseni me kore te holle kontinentale Budva (vazhdim i basenit Krasta - Cukali ne veri te faljes Shkoder - Peje) nuk ka asnje lidhje me teven oqeanike dinarike.

b. Ne segmentin mes faljes transformuese Shkoder - Peje dhe Sperchio: Baseni oqeanik eshte zgjerruar ne strukturen grabenore Mirdita e cila ndahet nga trogu i Krasta - Cukalit (= Pindi) me ane te platformes Hajmeli (= Kosiakias - Trilofon). Ne zonen Krasta - Cukali dhe vazhdimin e saj ne Greqi, Pindi, nuk eshte zgjerruar ndonje basen oqeanik gjate Triasikut te mesem deri ne Terciar. Gjate perudhave te mesiperme Krasta - Cukali dhe Pindi kane ekzistuar si trog ku depozitoheshin sedimente pelagjike.

c. Ne segmentin ne jug te faljes transformuese Sperchio: Baseni oqeanik eshte zgjerruar ne lindje te platformes Parrase, trogut Beotian dhe platformes "Subpelagoniane". Edhe ne jug te Sperchios trogu me kore te holle kontinentale Pindi nuk ka lidhje me basenin oqeanik. Ne kete kontekst kuptohet edhe pagendrushmeria e emeritimit "baseni oqeanik Pindi". Perdorimi i ketij emeritimi per vendin e gjenezes se ofioliteve te harkut Dinaro - Albano - Helenid eshte i padrejte, sjell konfuzion dhe orientim te gabuar tek studuesit e ketij brezi. Per vete perparesite historike te emeritimit te zones Mirdita (Nopcsa 1929 etj.) dhe faktit qe kjo superzone ku ofiolitet dhe formacionet e dy buzeve kontinentale kane perhapje madheshore dhe ofrojne informacione gjeologjike te bollshme dhe bindese per vendin e gjenezes se ofioliteve dhe gjithë historine tektonike te tyre, emeritimi "baseni oqeanik Mirdita" eshte teresisht i motivuar.

ABSTRAKT

Ofiolitet e Shqipërisë (fig. 1) dhe vazhdimi i tyre ne Greqi kane gene objekti i studimeve te shumta dhe vecanerisht vendi i gjenezes dhe menyra e vendosjes se tyre ka ngjallur mjaft debate. Ne kete diskutim do te ndalemni ne parashtrimin e argumentave shkencor qe deshmojne per pagendrushmerine e interpretimeve, sipas te cilave, vendi i gjenezes se ofioliteve te Shqipërisë dhe vazhdimi te tyre ne Greqi eshte baseni Krasta - Cukali (= Pindi) dhe lidhur me kete do te shprehim mendimin tone edhe mbi perdorimin e emeritimit "baseni oqeanik Pindi"

TIPET E MINERALIZIMIT SULFUR NE SEKTORIN MUNELLE - QAFE BARI

Gjovalin LEKA, Tonin DEDA, Ndoc VUKZAJ

HYRJE

Ndërmjet ofioliteve të tipit SSZ të përhapura në pjesën lindore të zonës strukturalo - faciale Mirdita, vullkanitet mbajtëse të mineralizimeve sulfure kanë një peshë të konsiderueshme. Sektori Qaf Bari - Munelle është aktualisht pjesa më interesante e brezit të mineralizuar Qafë Mali - Spaç, ku prerja gjeologjike është më e plotë dhe mineralizimi sulfur prezantohet me disa veçori mjaft të spikaturat. Punimet e shumta të kërkim - zbulimit të kryera në këte sektor kanë bërë të mundur që të grumbullohet një informacion i shumtë dhe i hollësishëm për mineralizimin sulfur në lidhje me mardhëniet e tij me shkëmbinjtë rrethues, morfologjinë e trupave, zonalitetin etj. Në të njëjtën kohë është bërë e mundur të qartësohet më tej prerja e vullkaniteve, tektonika rudhosëse, ajo shkëputëse etj. Lidhur me këto qëshije janë përpiqur disa raporte gjeologjike me të dhëna mjaft të detajuara me fokus mineralizimin sulfur dhe janë shkruar artikuj shkencor në revista të ndryshme, duke prezantuar aspekte të veçanta të mineralizimit sulfur dhe të ndërtimit gjeologjik - strukturor për brezin Qafë Mali - Spaç në përgjithësi. Duke qënë se autorët e këtij artikulli kanë drejtuar për një kohë të gjatë punimet e kërkim - zbulimit në sektorin Qafë Bari - Munelle synojnë të prezantojnë disa fakte që avancojnë më tej shkallën e njohjes për mineralizimin sulfur të këtij sektori me vlera të rëndësishme teorike dhe praktike

NDËRTIMI GJEOLGJIK I SEKTORIT

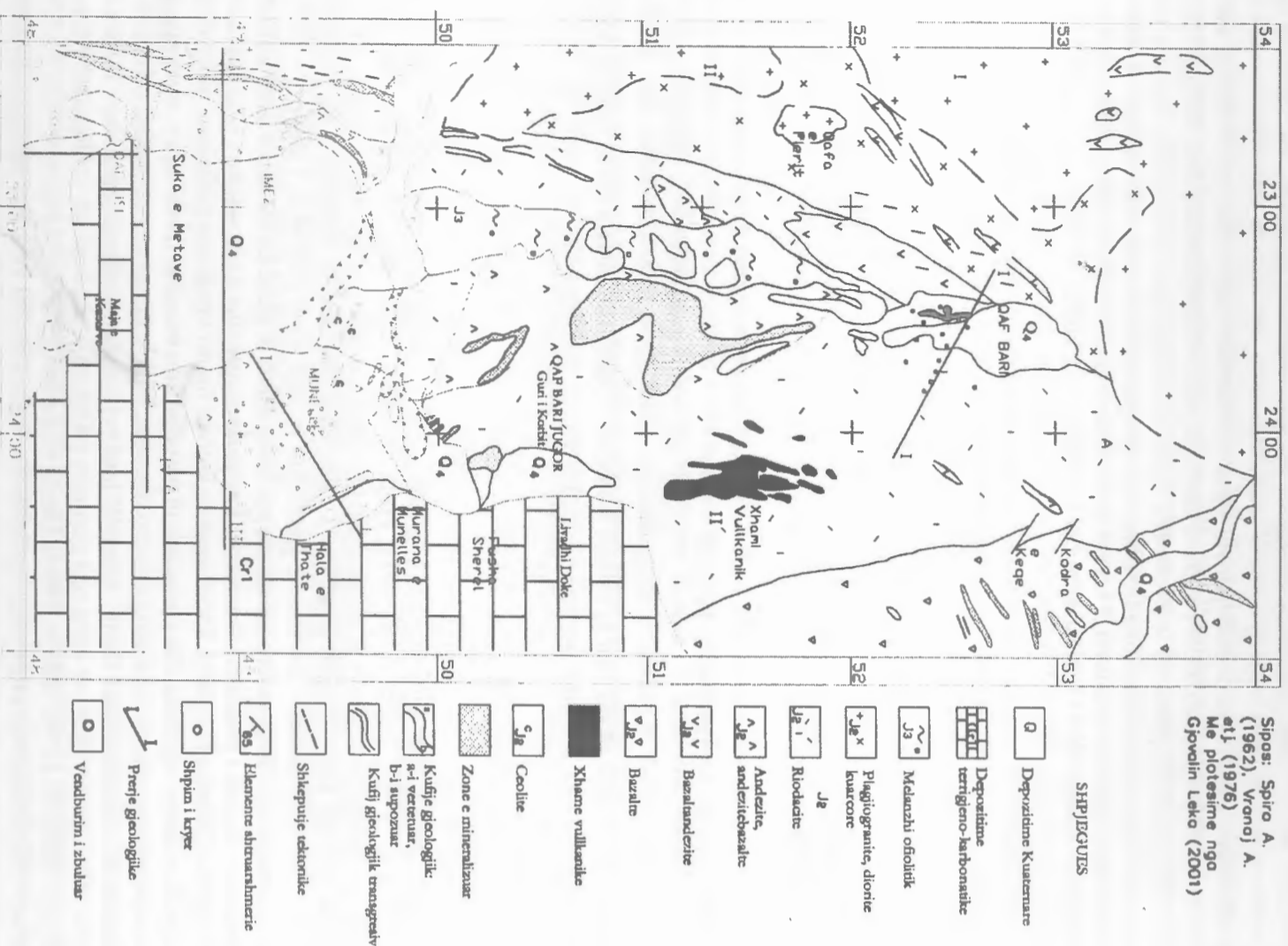
Në ndërtimin gjeologjik të sektorit te rajonit Munelle - Qafë Bari marrin pjesë lloje të ndryshme shkëmbore, përfaqësues të kores oqeanike (ekstruzive të përbërjes bazike, mesatare dhe acide, kompleksi dajkor dhe intruzivet e përfaqësuar nga plagiogranite - dioritë kuarcore), "Melanzhi Mirdita" i njohur si "pakoja argjilite me copra" dhe formimet konglobrekçore e karbonatike të barremian aptianit (fig. 1).

Studimet e fundit të realizuara në silicoret radiolaritike që ndërthuren me ekstruzivet në sektorin e Munelle - Qafë Bari evidentojnë moshën bajosian i sipërm - kallovan i poshtëm (Marcucci M etj 1994, Kodra a etj 1994, Kodra A etj 1995, Prela M. 2001) duke mbyllur një kapitull mjaft të diskutueshëm ndërmjet studjuesve të mëparshëm që i kanë konsideruar këto vullkanite si të triasikut dhe më vonë për një kohë të gjatë si të J₂ - J₁. Moshë e "melanzhit Mirdita" e pa argumentuar faunistikisht, por mbi bazën e pozicionit gjeologjik të sajë jepet kallovan i sipërm - tionian i poshtëm (Kodra A. etj 1995), ndërkohë që për një kohë mjaft të gjatë ky melanzh ishte trajtuar si i moshës jurasik - kretak i poshtëm. Formimet konglobrekçore dhe karbonatike i përkasin moshës bareman - aptian (Marku D. 2000). Duke qënë se këto të fundit vendosen pothuajse horizontalisht mbi sekuençën e kores oqeanike dhe paraqiten të parudhosura mund të themi se ky rajon nuk është prekur pas aptianit nga ndonjë fazë orogjenike rudhosëse. Ndërkohë që në radiolaritet që ndërthuren me vullkanitet në sektorin e Qafë Bari - Munelle janë evidentuar rudhosje intensive (Kodra A, etj 1995), gjë e cila është evidentuar edhe nga punimet e kërkim - zbulimit në venburimet Munelle, Qafë Bari etj (Balla A. 1979, Zoi N. 1984, Lleshi N, Leka Gj, Deda T. 1989).

Llojet intruzive të përfaqësuar nga plagiogranitet dhe mikrodiortet kuarcore përhapen kyesisht në pjesën perëndimore dhe veriperëndimore të rajonit. Nga të gjithë studjuesit e mëparshëm por edhe nga ana jonë mardhëniet e tyre me vullkanitet konsiderohen si intruzive, ndërkohë, këto mardhëniet konsiderohen si tektonike sinformuese (Milushi I. 1992, 1995). Sekuenca vullkanogjene në sektorin tonë ndahet në 4 subsekuenca vullkanike (Bezhami V. etj 1995) që nga poshtë lart janë:

HARTA GJEOLOGJIKE E RAJONIT
QAF BARI-MUNELLE-QAF LISI

Shkalla 1:25000



Subsekuenca bazaltike, bazalto-andezite, andezite dhe dacit - riolitike

Subsekuenca bazaltike

Subsekuenca bazaltike përfaqësohet nga facie të ndryshme si llava jastekore, llava aglomeratike dhe më pak horizonte të vecanta tufësh. Kjo subsekuenca është karakteristike për rajonin Tuç, Lak Roshi Qafë Bari, por fragmente të saj ndeshen edhe në Munellë. Në këtë subsekuenca përhapje të madhe kanë dajkat paralele me rënie lindore 60-80° deri vertikale të përbëra kryesisht nga diabaze, andezite, riodacite, mikrodiorite e plagioporfire. Nga studimi i kimizmit të tyre rezulton se në këto lloje shkëmbore TiO_2 varjon nga 0.29-0.88% duke u futur në grupin e vullkaniteve me Ti të ulët që u korrespondojnë formimeve të harkut ishullor. Marrëdhëniet me subsekuenca bazalto-andezite që vendoset mbi të janë graduale.

Subsekuenca bazalto-andezite

Përhapet gjerësisht në Tuç, Lak Roshi, Munellë, Qafë Bari, Spaç dhe përfaqësohet nga facie të llavave jastekore andezitike, aglomerate më rrallë xham vullkanik baziko - mesatar.

Në këto lloje shkëmbore TiO_2 luhartet nga 0.4-0.87% duke u futur në grupin e vullkaniteve me titan të ulët të tipit hark ishullor.

Subsekuenca andezitike

Këto vullkanite në rajonin tonë përhapen në Munellë dhe pjesërisht në Qafë Bari. Përfaqësohen nga andezite me teksturë kryesisht llava jastekore mikrokokrizore, llava aglomeratike e më rrallë brekçie vullkanitesh. Edhe këtu marrëdhëniet me sekuenca riodacite janë graduale me kalime faciale në shtrirje dhe në rënie.

Subsekuenca dacit-riolitike

Këto vullkanite kanë përhapje të madhe në rajonin Qafë Bari-Munellë.

Dacit-riolitët paraqiten kryesisht masive (Munellë, Guri Korb, Qafë Bari), por vërehen edhe rryma aglomeratike e xhamore të përbërjes mesataro-acide.

Lidhur me këto masive dacit riolitesh kemi mendimin që mund të jenë derdhjet më të fundit të vullkanizmit jurasik si të tillë sistemi dajkor i tyre ndërpret gjithë prerjen e vullkaniteve të përshkuara më sipër. Riodacitet e takuara në gurin e Korb, janë pothuajse të paminerizuara, nga pamja e jashtme janë masive shumë pak të ndryshuara dhe nuk ngjasojnë me riodacitet e takuara në vendburimin e Munellës dhe të Gurthit të cilat janë të ndryshuara dhe të mineralizuara (fig. 2, shpjeguesi njëilloj si në fig.3).

Këto vullkanite rezultojnë të llojeve toleite të mbingopura me përmbajtje të ulët të TiO_2 nga 0.31-0.64% duke u futur kështu në grupin e vullkaniteve me titan të ulët të tipit hark ishullor.

Në këto vullkanite mesoacide në rajon lidhen mineralizimet masive të vendburimit Munellë dhe Qafë Bari.

Mineralizimet masive të këtyre vendburimeve shpesh shoqërohen me silicore radiolaritike e tufë ç'ka do të thotë se janë prodakte të çfryerjes së lëndës xeherore në fundit të deit.

Tiparet strukturore të sektorit

Struktura Qafë Bari-Munellë përfaqëson një sinklinal të madh me shtrirje të përgjithëshme meridionale me gjatësi rreth 10 km dhe gjerësi 2 km (Kamberi R., Bardhoshi N. 1980., Lleshi N., Leka Gj., Deda T. 1989) Krahu perëndimor i këtij sinklinali ka rënie të butë lindore me kënd ndërmjet 25-35°, ndërsa krahu lindor ka rënie të fortë me kënd 60-65° (fig. 2, shpjeguesi njëilloj si në fig.3).

Në bërthamën e këtij sinklinali dalin formimet e përziera të melanzhit Miridita (pakos argjilite me copa) të J₂-C₁.

Sinklinali Qafë Bari-Munellë përbëhet nga struktura të rëndeve më të ulta si sinklinali i Qafë Barit, antiklinali i Gurit të Korb dhe sinklinali i Munellë-Kimzës. Këto struktura në përgjithësi janë të përmbysura drejt perëndimit. Tërë këto struktura janë të komplikuara nga mbihipja gjatësore me drejtim V-J Qafë Bari-Gurth me amplitude mbi 250-300 ml, me rënie lindore me kënd rreth 20-50° që shënon mbihipjen e shkëmbinjve vullkanike mbi formimet argjilite me copa (fig. 5, shpjeguesi njëilloj si në fig.1, 3).

Në shpirtin e kësaj zone tektonike është shoqëruar dhe me piritizim të lehtë. Nga përroi i Gurit të Korb më në jug kjo tektonikë mbulohet nga një trashësi e konsiderueshme rreth 200 m e trashë e pakos argjilite me copa, formacioni terrigjen karbonatik i Kretakut dhe formimet e deluvioneve. Lidhja e saj me tektonikën mbihipëse që vjen nga Gurthi në sipërfaqe nuk vërehet në

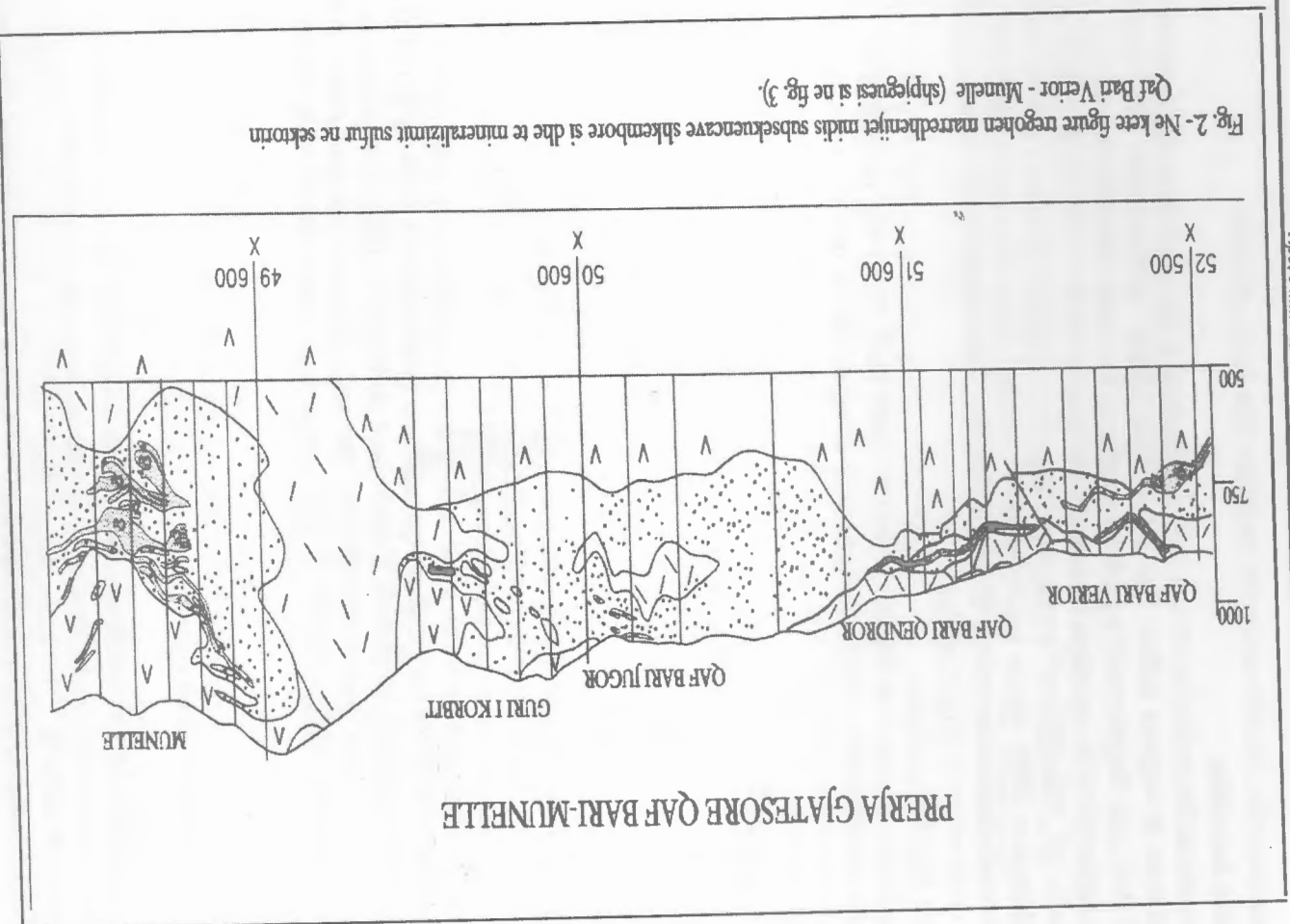


Fig. 2 - Ne këte figure tregohen marrëdhëniet midis subsekcioneve shkembore si dhe të mineralizimit sulfur në sektorin Qafë Bari Verior - Munellë (shpjeguesi si në fig. 3).

sipërfaqe nga mbulesa e pakos argjilite me copra, por mesa duket ajo kalon gati 600-700 m në lindje të kufirit të plagiograniteve Mesul.

Në veri ajo vazhdon në perëndim të vendburimit Qafë Bari duke u përplasur me kufirin e vullkanogjeneve me plagiogranit-mikrodioritet kurse në jug në drejtim të Gurthit pothuajse shuhet.

MINERALIZIMI SULFUR

Sektorin i mineralizuar Qafë Bari - Munellë ka një gjatësi rreth 4 km dhe gjerësi rreth 350 m. Ndonëse vendurimet Munellë, Qafë Bari verior dhe objektet Qafë Bari Qëndror, Jugor dhe Guri i Korbit zënë sipërfaqe të kufizuara, zona e mineralizuar formon një brez pothuajse pa shkëputje me shtrirje veri - jug dhe rënie lindore me kënd 20 - 50°, por vërehen edhe rënie perëndimore si në Qafë Bari lindor, Guri i Korbit dhe pjesa e sipërme e vendburimit Munellë. Në këtë sektor janë zbuluar rezervat minerale të konsiderueshme, duke përbërë sot për sot sektorin me atraktiv të vendit tonë për biznesin vendas dhe të huaj që merret me industrinë e bakrit. Punimet e detajuara në sektor kanë mundësuar konturimin e shumë trupave industrial brenda zonës së fuqishme hidrotermale - metasomatike me

përbërje mineralogjike të ndryshme si kalkopirit - sfalerit, pirit - kalkopirit, pirit - kalkopirit - sfalerit - falere me teksturë pikzimore deri masive. Sudimet e detajuara (Lecka Gj., pa publikuar) kanë dëshmuar egzistencën e njëfaze zonali të shprehur dobët. Facie metamorfike si ccolitet, kloritet, sericitet, kaolinitet, kvarcitet dhe epidotit janë njafi të takuara në këtë sektor si në zonat e mineralizuara ashtu edhe në shkëmbinjtë rrethues, por afër trupave xeheror janë më të shprehura si në shtrirje ashtu edhe në rënie.

Tipet e mineralizimit në sektorin Qafë Bari - Munellë.

Mineralizimi i sektorit Qafë Bari - Munellë reflekton tipare mjaft interesante përsa i takon morfologjisë së trupave, tipeve xeherore, mardhënieve me shkëmbinjtë rrethues dhe përbërjes mineralogjike. Punimet e detajuara të kërkim - zbulimit dhe një kampionim i hollësishtëm i zonave të mineralizuara në sektorin Qafë Bari - Munellë kanë mundësuar veçimin e tre tipeve mineralizimi sulfur, ndarje e cila ka rëndësi teorike dhe praktike.

1. MINERALIZIMI MASIV

a - Mineralizimi masiv me natyrë polimetalore

Zhvillohet në bazament të andeziteve dhe riocacideve, vendburimi Munellë (fig 3) dhe zhytet drejt lindjes me kënd të butë. Në pjesën perëndimore trupi mineral ka kontakte të preta me shkëmbinjtë rrethues dhe pothuajse nuk ka shenja të alterimit hidrotermal. Në tavan të trupit masiv janë takuar shpesh silicore të kuq me trashësi 15-20 cm që shërbejnë si nivel tepër gjatë punimeve të kërkim - zbulimit (shpimi 156, 159). Gjatësia në shtrirje e këtij mineralizimi shkon 200 m, ndërsa në rënie rreth 150 m (profil 1-1, fig - 3), ku ka edhe zhvillimin maksimal, dhe reduktohet deri në 30 m në drejtim të jugut profili 4-4, shpimi 183. Trashësia e këtij tipi mineralizimi varjon nga 40 m shpimi 199 profili 1-1 deri në 2 m shpimi 152 profili 4-4. Në këtë tip mineralizimi sfalerit dhe piriti predominojnë ndaj kalkopiritit, tenantitit, and galenitit dhe bornitit. Teksturat kollomorfe janë të ruajtura mirë. Në tavann e mineralizimit takohet tenantit ndërsa drejt skajeve duket një zvogëlim i sasisë së piritit dhe një rritje e kalkopiritit, sfaleritit, galenitit dhe tetraedritit. Në pjesën e sipërme gjendet një përqëndrim i sfaleritit dhe i galenitit, ndërsa kalkopiriti dhe tenantiti gjenden në të shumtën e rasteve në pjesën e poshtme të trupave.

Në këtë mineralizim, takohet shpesh barit automorf të zëvendësuar nga kuarci, piriti, kalkopiriti dhe tenantiti. Në trupat e mineralizuar mund të vërehim një zonim të dobët mineralogjik të shprehur me një përqëndrim më të lartë të galenitit e sfaleritit në pjesën e sipërme dhe të kalkopiritit e tenantitit me poshtë tyre.

Në këta xeherorë përmbajtja e elementeve kryesore dhe dytësore është si më poshtë:

Zn = 3.6%, Cu = 4.12%, S = 39.4%, Au = 4.06g/t, Co = 0.0042%, Ag = 37 g/t, Pb = 0.29%, As = 0.41%, Se = 0.00096%, Te = 0.00023%, Cd = 0.03%.

b - Mineralizimi masiv piriti kalkopiriti

Zhvillohet kryesisht në riocacite, vendburimi Munellë dhe në kontakt të riocacideve me bazaltet vendburimi Qafë Bari (fig. 4). Ky tip mineralizimi ndiget në shtrirje rreth 300m dhe rënie nga 200-400m. Brenda tipit masiv vërehet një heterogjenitet i spikatur ku në disa raste predominon minerali i piritit kurse në raste të tjera minerali i kalkopiritit. Forma e trupave xeherore është kryesisht thjerrzore me rënie të butë lindore 10°-20° me trashësi nga 10-100m.

Elementet kryesore të këtij tipi janë S, Cu, Zn, Au, As. Squfuri përmbahet kryesisht në pirit dhe më pak në kalkopirit, sfalerit dhe sulfure të tjera. Përmbajtja mesatare e squfurit është 34.29%. Elementi Cu, ndodhet kryesisht me kalkopiritin dhe më rrallë me sulfure të tjera dhe përmbahet mesatarisht 1.39%. Përmbajtja mesatare e Zn, në këta xeherorë, është 0.12%, Co rreth 0.013%, kurse Au 0.88 g/t.

Ky lloj xeherori është përqëndruar në pjesën qëndrore të vendburimit Munellë, kurse në pjesën perëndimore të tij, kalon në xeherorin polimetalor masiv.

Në vendburimin Qafë Bari verior ky lloj mineralizimi takohet në trupin kryesor, emërtuar trupi 1 (Ballat A. etj 1979). Trupi parqartet me morfologji thjerrzore pseudoshtresore dhe ka një përmbajtje të lartë të elementeve bakër dhe squfur mesatarisht 2.15 Cu dhe 34.5% S. Në krahësim me vendburimin Munellë është karakteristike përmbajtja e ulët e zingut dhe ari.

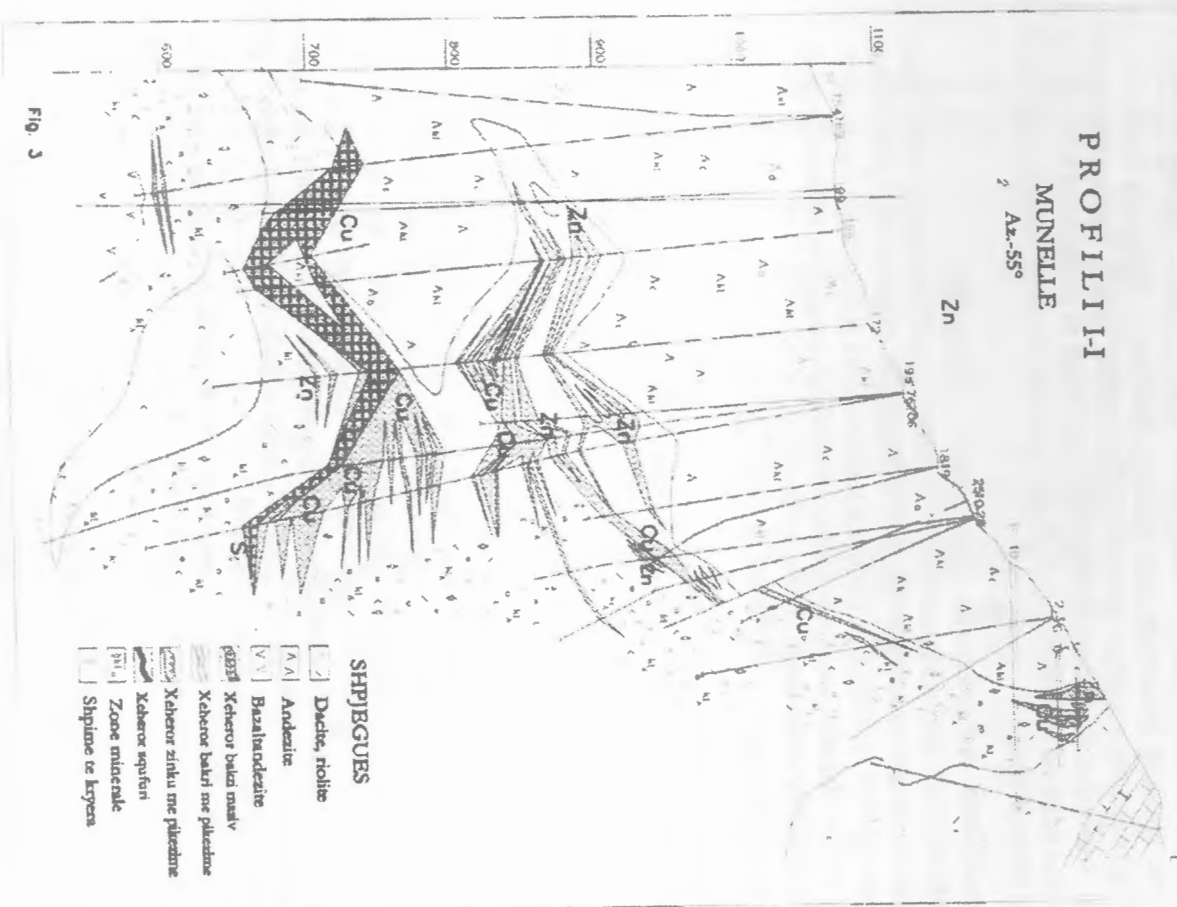


Fig. 3

2. MINERALIZIMI ME PIKEZIME

Në zonat e fuqishme të përpunimit hidrotermal (zonat e mineralizuara) të sektorit Qafë Bari - Munellë janë veçuar trupa industrial të emërtuar si tipi i mineralizimit me pikëzime. Trupa të tillë janë konturuar si në andezite (Munellë), (fig. 3), në riodacite (Munellë, Qafë Bari Jugor, Qafë Bari Qëndror dhe Qafë Bari Verior), (fig. 2, 3, 4), dhe bazalte - andezite në Qafë Bari Verior (fig. 4).

a. Xeheroret e bakrit me pikëzime

Në vendburimin Munellë këto mineralizime lidhen me andezitet dhe riodacitet dhe takohen nën dhe mbi mineralizimin e tipit masiv, në vendburimet Qafë Bari Jugor dhe Qafë Bari Qëndror janë të lidhura me radioacitet kurse në vendburimin Qafë Bari Verior këto mineralizime lidhen me bazalte - andezitet. Në përgjithësi formojnë trupa damarore - linxore dhe përmbajtja e komponentëve të dobishëm ndryshon nga njëri vendburim në tjetrin si më poshtë: Në vendburimin Munellë Cu = 0.94%, Zn = 0.12%, Co = 0.0086%, S = 12%, Au = 0.4 gr/ton, në Qafë Bari Verior Cu = 0.79%, Co = 0.073%, S = 6.4%, Qafë Bari Jugor Cu = 1.13%, Co = 0.0025%, S = 9.1%,

b. Xeherorët e zinkut me pikëzime

Këta xeherorë lidhen me andezitet në vendburimin Munellë dhe me riodacitet në Qafë Bari Lindor dhe pak në Gurin e Korbit duke formuar trupa damarore deri pseudoshresore të zhvilluar pathujëse

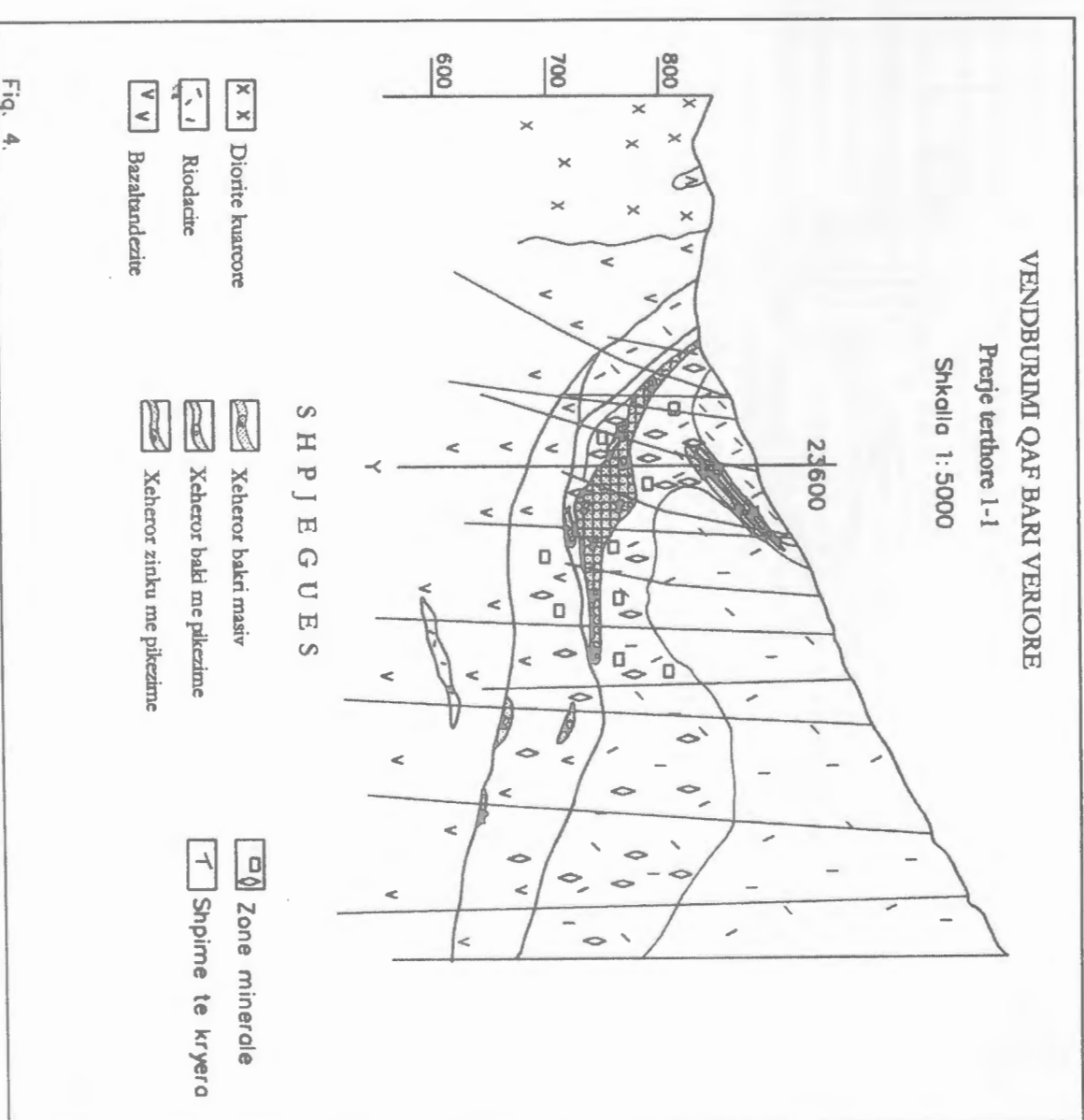


Fig. 4.

në tërë vendburimin. Në pjesë të veçanta të vendburimit ato lidhen edhe me riodacitet duke formuar trupa lentore.

Përmbajtja mesatare e komponentëve të dobishëm është si më poshtë:

Në vendburimin Munellë: Zn = 2.8%, Cu = 0.2%, Co = 0.0021%, Au = 0.84 g/t, S = 2.87%, Ag = 27.53 g/t, në Qafë Bari Verior: Zn = 1.34, Cu = 0.12%, Co = 0.004%, S = 1.52%, në Qafë Bari Jugor: Zn = 1.21%, Cu = 0.01%, Co = 0.003%.

c. Xeherorë bakër-zink me pikëzime

Këta xeherorë përfshijnë një pjesë të vogël të rezervave të vendburimit Munellë, Qafë Bari Qëndror, Jugor dhe Guri i Korbit dhe përqëndrohen në andezitet. Në pjesën e sipërme afër sipërfaqësore këto trupa bëhen polimetalor, por natyra e tyre nuk është e qendrueshme pasi zhvillohen në forme popullore. Përmbajtja e elementeve të keqij xeherori është si më poshtë:

Cu = 0.62%, Zn = 1.51%, Co = 0.028%, S = 5.3%, Au = 0.44 g/t, Ag = 26.53 g/t, Pb = 0.1%, As = 0.2%.

3. MINERALIZIMET SHTOKVERKORE

Ato lokalizohen në riodacite në vendburimin Munellë dhe më pak në Qafë Bari dhe zhyten rreth 30° drejt lindjes. Këto trupa me trashësi deri 50 m duke përfshirë edhe ndërthurjet sterile kanë një natyrë kryesisht piritoze me pikëzime mesatare deri të dendura të piritti, si dhe damarëza kalkopiriti e më

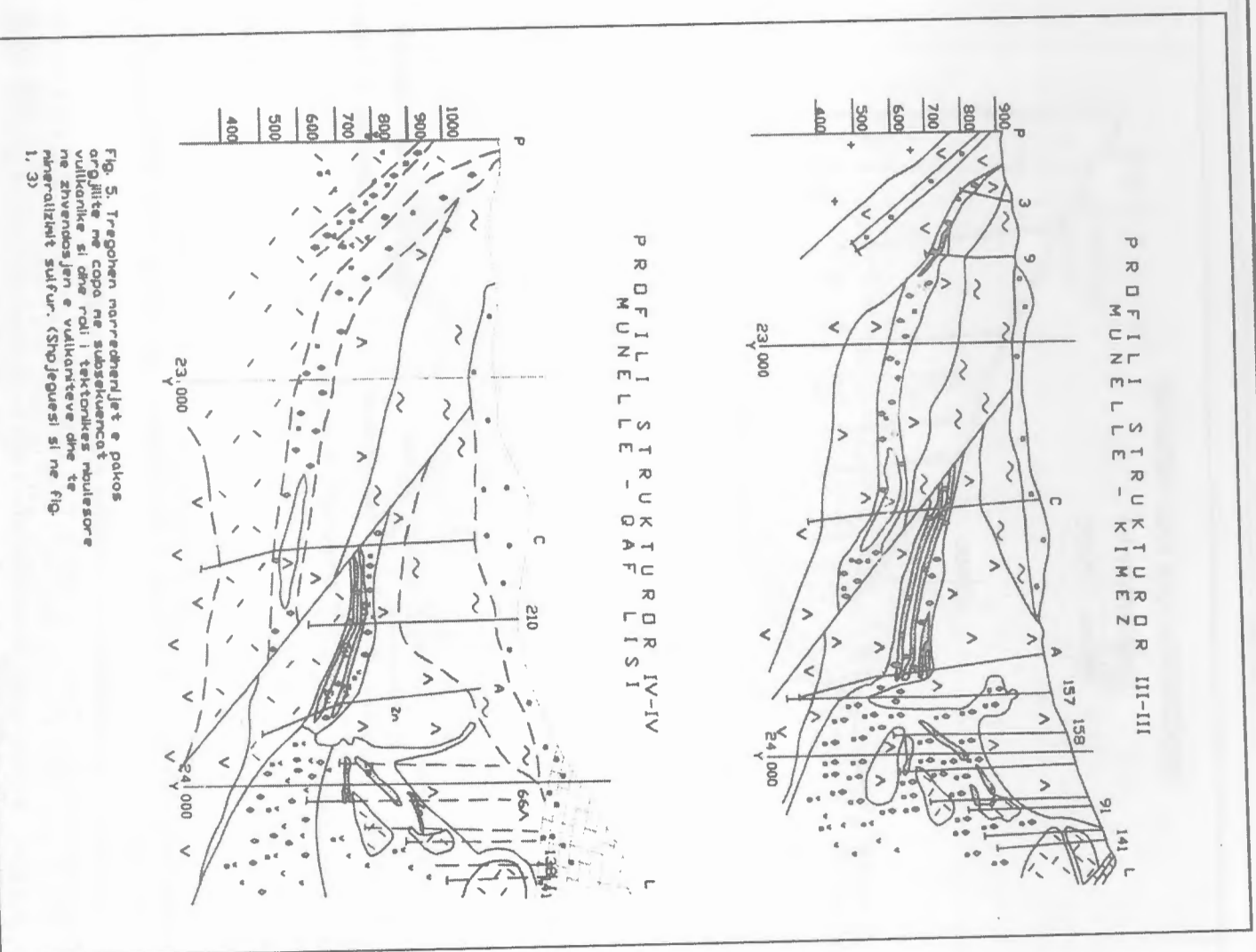


Fig. 5. Tregohen nerrredhenjet e pakos orgjilite në copa në subsektorin e vullkanike si dhe roli i tektorikes mulesore ne zhvendosjen e vullkanitve dhe te mineralizimit sulfur. (Shpjeguesi si ne fig. 1, 3)

rrallë sfaleriti. Në thellësi trashësia dhe potenciali metalogjenik i trupave të mineralizuara zvoglohet. Shkalla e kristalizimit të këtij xehorri është më e përsosur se sa në mineralizimet me pikëzime. Vërehet gjithashtu mungesa e galenitit, borrit dhe markazitit si dhe prania e sfaleritit të pasur me indium dhe inkluzionet e kalkopitit-bornitit në pirit. Rreth mineralizimeve shtokvëkore vërehet një zonë e alterimit hidrotermal që shtrihet deri në disa dhjetra metra në riodacite. Ky alterim shprehet me shfaqjen e një bashkëshogerimi me sericit, pirit dhe kalцит që pseudomorfizon fenokristalet e plagioklasit. Këto shkëmbinj kanë teksturë mikrokristaline me agregate sericiti, kuarci e kloriti. Pranë trupave të mineralizuara takohen zona të alteruara (kloritizuara e kaolinizuara). Kloriti bëhet me hekuror në afërsi të trupave mineral dhe përbërje magneziale në periferi.

Përfundime

Mineralizimi sulfur piritoz me natyrë polimetalore bakër-zink-armbajtes i sektorit Munnellë - Qafë Bari, bën pjesë në strukturën xehorë Qafë Bari - Munnellë - Gurth Spaç - Leiten, që ndodhen në pjesën qëndrore të brezi xehor sulfur Qafë Mali - Munnellë - Spaç - Masherkore.

Mineralizimet sulfure vullkanike e subvullkanike të këtij brezi xehor lokalizohen në vullkanitet e ofoliteve lindore tip SSZ.

Vendburimet Munnellë dhe Qafë Bari janë koncentruar në sekuencat vullkanike të niveleve të sipërme të prerjes së vullkaniteve të përfaqsuara nga llava jastekore dhe aglomeratike bazalto - andezite, andezito - bazalte dhe riodacite me xhame vullkanike, duke qenë ndërprer deri në pajtuesmeri me to Mineralët kryesore janë piriti, kalkopiriti dhe sfaleriti, kurse më pak të përhapur janë mineralët falerce, galeniti, arsenopiriti, markaziti, magnetiti, hematiti, borniti, vurciti, enargiti, hessiti, gjeokroniti, burnoniti dhe minerale jometalore kuarci, kloritet, sericiti, ceolitet, e më rrallë karbonatet, epidoti, bariti e fluoriti që u përkasin facieve të ndryshimeve anësore. Përveç elementeve kryesore xehorore me vlera industriale Cu, Zn, S, Au, Ag vërehen edhe përmbajtje të ngjitura edhe të Pb, Cd, As, Sb, Co, Mn, Se, Te, Ba si elementë shoqërues dhe më rrallë edhe të Mo, Ga, Ge, Bi, In, Hg, Sn, Tl.

Mineralizimi sulfur pëfaqësohet nga tipet xehorë masive koloitale dhe të brekëzuar në nivelet e sipërme të vendosur me kufi të prerë dhe gradual, nga tipet damarore - pikezimore dhe shtokvëkore në nivelet më të thella me kufi gradual nëpërmjet metasomatiteve.

Në përgjithësi vërehet zonalitet i pjesshtëm dhe jo shumë i qartë i mineralizimit, duke u vendosur kryesisht në pjesët e sipërme mineralizimet masive me kufi të prerë dhe mineralizimet e zinkut, të plumb-zinkut, ndërsa ato shtokvëkore vendosen me një rënie në thellësi, por vërehen edhe përqëndrime masive dhe mineralizime zinku edhe në nivelet e poshtme, si rezultat i mbivendosjes së mineralizimeve ndërprerë të më vonëshme, pasi xehorët sulfurë janë formuar në disa stade mineralizimi.

Mineralizimi sulfur i këtij rajoni lidhet me veprimtarinë vullkanike e subvullkanike të J₂ të ofoliteve lindore SSZ, duke qenë mineralizime hidrotermale nënujore të lidhur me oxhaget tymues të zinj të formimeve të suprasubduksionit.

Hidrotermat janë formuar si rezultat i komplekseve të qarkullimit sistemeve hidrotermale (modeli Franklin J. M., 1993), që japin mineralizime masive nga oxhaget e tymuesve të zinj në fund të detit dhe shtokvëkore në thellësi, të shtjelluar edhe në studimet në vendin tonë për këto mineralizime (Gjata K. etj; Hoxha L.; Sinojmeri A., etj)

Origjina e hidrotermave është e dyfishtë, kryesisht nga veprimtaria magmatike e pjesërisht detare dhe mekanizmi i depozitimit kërkohet në veçori të tektono-strukturave. Hidrotermat kanë burim magmatik 95-98 %, pasi në xehorët e Munnellës sipas të dhënave izotopike të Sinojmerit A. (1990), dhe në mineralizimet e tjera të këtij brezi xehor, Kolendreu D. (1988, 1992, 1995) ka influencë të ujit detar S-34 ne masen 3.4-5%.

Mineralizimet e këtij sektori kanë përpektivë të mëtejshme kërkimi për xehorë të bakrit, zinkut, piritëve dhe te elementeve shoqërues me natyrë polimetalore

ABSTRACT

SULPHIDE MINERALIZATION TYPES IN MUNELLE - QAF BARI SECTOR (CENTRAL MIRDITA - ALBANIA)

This contribution presents new data on types of copper - zinc sulphide mineralization based on recent mineralogical and isotopic studies.

Extrusive rocks ranging in composition from basic to acidic rocks, intrusive ones represented of plagiogranite - quartz diorite and sedimentary formation represented of "Mirdita melange" or "argillaceous pack with clasts" constitute the Munelle - Qaf Bari sector.

The host rocks of sulphide mineralization in Munelle - Qaf Bari sector belong to the the uppermost part of SSZ ophiolite type of Mirdita ophiolitic complex.

Both geological structure and potential of copper sulphide mineralization were main reasons of abundant studies carried out in this to this sector.

The studies carried lead to the important conclusions concerning the morphology of ore bodies, mineral composition, types of mineralization, relation between ore and host rocks etc.

Based on these studies the following mineralization types are distinguished:

a - Massive mineralizations of copper - pyrite

b - Massive ore of polymetallic nature with high gold content

c - Vein - disseminated ore stockwork nature of copper and zinc.

Massive mineralization types are generally in conformity with volcanic sequences represented of basalt - andesite, andesite - rhyodacitic subsequences, which are the uppermost levels of volcanic rocks. Whereas vein and stockwork types are related with lower levels of volcanic rocks represented of basalt and basalt - andesite sequences.

In general, no regular zonality can be determined in this sector, but a weak zonality can be determined in different parts of ore deposits. In Munella and Qaf Bari deposits higher content of zinc, lead, gold, silver, antimony and other elements as Cd, Mo, Ge, Ga, Bi, In, Ba etc. are determined in upper parts and is generally related to massive ores showing colloidal textures. The reason of a weak zonality for Munella and Qaf Bari ore deposits and in general for all copper sulphide mineralizations of Central Mirdita is the overlap of several mineralization stages.

Based on the all studies carried out is confirmed that the sulphide mineralizations are related to volcanic activity of Middle Jurassic, part of Eastern SSZ ophiolite. The mineralizations are of sea floor type, where a important role seems to have played black smokers.

Hydrotherms have had a double origine: magmatic and sea water. The magmatic role, as source of hydrotherms, is about 95 - 98%, since sulphur originated from sea water varies between 3.4 - 5% (Kolndreu D. 1988, 1992, 1995).

The studies on the types of mineralizations and their determination will further contribute not only for a more efficient prospecting but at the same for a more effective mining and processing.

PARAMETRIZIMI GJEOSTATISTIK I REZERVAVE MINERARE

Ismail HOXHA

HYRJE

Koncepti i parametrizimit të rezervave minerare ose sic thuhet të rezervave të nxjerrshme në një vendburim të dhënë lidhet me treguesit e sasise dhe përmbajtjes mesatare të mineralit që mund të shfrytëzohet me interes ekonomik. Këta tregues nuk janë univokë por varen nga disa faktorë gjeologjiko-tekniko-ekonomike të përcaktuar sic janë karakteristikat teknike të projektit si metoda e shfrytëzimit, sasia e prodhimit, rikuperimi i pasurimit, etj., ashtu dhe nga kondicionet e tregut si kostoja e prodhimit dhe çmimi i metali, etj. Pra me termin rezerva minerare ose të nxjerrshme (*recoverable reserves*) kuptohen ato rezervat (tonazh dhe përmbajtje) të cilat shërbejnë për të llogaritur sasinë e mineralit që do të prodhohet dhe fitimin e marrë prej tij. Nga kjo del e qartë që rezervat e nxjerrshme ose minerare janë të ndryshme nga rezervat *in situ* ose ato gjeologjike.

Kondicionet e jashtme të tregut, përveç karakteristikave gjeologjike të vendburimit dhe atyre teknike të projektit, mund të influencojnë në përcaktimin e sasise dhe cilësisë së mineralit ekonomikisht të shfrytëzueshëm. Për pasojë, del e nevojshme, që gjatë fazës së hartimit të një projekti të mundshëm ose *feasibility study*, vendburimi të paraqitet me një gamë të gjerë hipotezash të vartësisë tonazh-përmbajtje dhe të hipotezave të ndryshme tekniko-ekonomike.

Në vlerësimin e rezervave duhet të merren në konsideratë të gjithë faktorët që gjatë shfrytëzimit minerar çojnë në zvogëlimin e shkallës së rikuperimit të rezervave. Efekti i këtyre faktorëve varet nga karakteristikat teknike të projektit të shfrytëzimit minerar. Kuptohet intuitivisht që për një vendburim të caktuar sa më e madhe të jetë sasia e mineralit që kërkohet të shfrytëzohet, aq më tepër do të ulet përmbajtja mesatare e saj.

Tonazhi dhe përmbajtja e mineralit në vendburim janë të lidhura në mënyrë inverse [1]. Parametrizimi i rezervave minerare konsiston në shprehjen e tonazhit dhe përmbajtjes së mineralit të shfrytëzueshëm në funksion të parametrave tekniko-ekonomik të shfrytëzimit minerar [2]. Duke u nisur nga tipi i vendburimeve mund të klasifikojmë disa tipologji të parametrizimit, ku ato më kryesorët do të trajtohen në vijim.

2. VENBURIMET NËNTOKËSORE

Në këtë tipologji trajtohen rezervat minerare të vendburimeve që ndodhen në thellësi nga sipërfaqja e tokës dhe që shfrytëzimi i tyre realizohet me anë të punimeve minerare të thellësisë si: traverbank, galeri, puse, dishinteri etj.

Në këtë rast mund ta skematizojmë vendburimin të ndërtuar si një bashkësi *B* blloqesh në formë paralelepipedi, ku secilit prej tyre supozojmë që i njohim volumin dhe përmbajtjen (fig. 1). Me qëllim që të shprehim, në trajtë formulash, relacionet midis faktorëve të ndryshëm që ndikojnë në vlerësimin e rezervave, do të përdorim disa simbole si më poshtë:

- i* indeksi i një blloku cfarëdo;
- v* volumi i bllokut;
- g* pesha specifike e mineralit;
- t* përmbajtja mesatare e bllokut *i*;
- c_o* kostoja e shfrytëzimit për çdo njësi;
- c_r* kostoja e përpunim-pasurimit për çdo njësi;
- r* rikuperimi i pasurimit;
- V_i* vlera reale e bllokut *i*;
- V₀* çmimi i metali për çdo njësi.

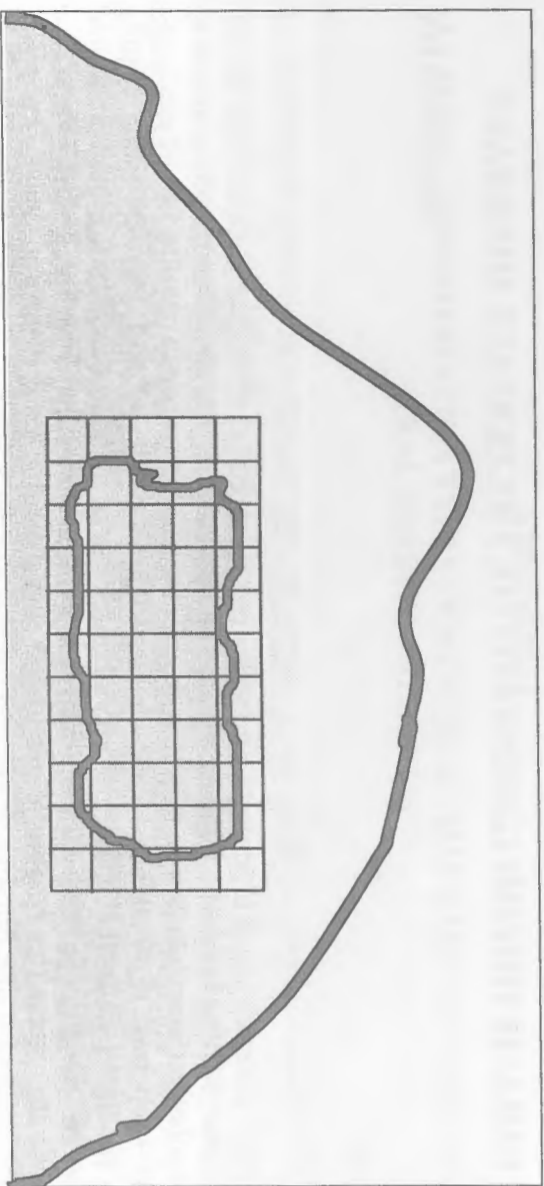


Fig. 1 Paraqitja skematike e një vendburimi mineral të thellesise. Vlera reale e bllokut elementar të përgjithshëm i jepet nga vlera e metalit të përmbajtur në këtë bllok minus koston e shfrytëzimit dhe të përpunim-pasurimit të tij:

$$V_i = V_0 \cdot v \cdot \gamma \cdot t_i \cdot \rho - v \cdot \gamma \cdot (c_e + c_i) \quad (1)$$

Duke pjestuar V_i me madhësinë $V_0 \cdot v \cdot \gamma$, e cila është një konstante e pavarur për çdo bllok të veçantë, dhe duke grupuar të gjithë kostot në një term të vetëm c_i do të kemi:

$$\frac{V_i}{V_0 \cdot v \cdot \gamma \cdot \rho} = V_i' = t_i - \frac{c_{oi}}{V_0 \cdot \rho} \quad (2)$$

Sic shihet madhësia V_i' vazhdon të shprehë, por në përpjesëtim me një konstante të caktuar $V_0 \cdot v \cdot \gamma \cdot \rho$, vlerën e bllokut i . Nëq. se madhësinë $c_{oi}/V_0 \cdot \rho$ mund ta konsiderojmë si një parameter të vetëm λ , i cili varret nga kondicionet tekniko-ekonomike të projektit të shfrytëzimit mineral, atëherë do të kemi:

$$V_i' = t_i - \lambda \quad (3)$$

Në këtë kontekst, parametri λ është i krahasueshëm me përmbajtje t_i dhe përfaqëson numerikisht pikërisht vlerën e përmbajtjes kufi, ose minimale, të shfrytëzimit që duhet të aplikohet për çdo bllok elementar të shfrytëzimit.

Është e qartë, se parametri λ përfaqëson një parametër global për vendburimin i cili përdoret në fazën e projektit të shfrytëzimit ndërsa në rastin e shfrytëzimit mineral kur të dhënat janë të detajuara ky parametër llogaritet për çdo bllok elementar të veçantë dhe seleksionimi aplikohet për çdo bllok që përfaqëson një vlerë pozitive të V_i' ose që plotëson kushtin $t_i > \lambda$.

Në fakt për një vlerë të fiksuar të λ blloqet B_λ të tillë që plotësojnë kushtin e mëposhtëm:

$$\{B_\lambda = \{i \mid t_i - \lambda \geq 0\}\} \quad (4)$$

Do të jenë ata blloqe që do të seleksionohen për qëllim shfrytëzimi. Një bashkësi të tillë blloqesh i korrespondon një sasi ose tonazh i caktuar T me një përmbajtje mesatare t_m . Në këtë mënyrë, duket qartë që bashkësia e blloqeve të seleksionuara në këtë mënyrë është ajo optimale, në kuptimin që, për të njëjtin tonazh, kjo është bashkësia e blloqeve që përmban sasinë maksimale të metalit, pra dhe vlerën më të madhe të përfimit.

Duke konsideruar vlera të tjera të mundshme të parametrit 1 do të merren bashkësi të tjera blloqesh, ku secilës nga këto i korrespondon një çift i vlerave tonazh-përmbajtje mesatare, të cilat të shprehura në mënyrë grafike përfaqësojnë pikërisht grafikun ose kurben tonazh-përmbajtje [3]. Ky grafik shpreh sintetikisht në formë parametrike rezervat minerare të vendburimit (fig. 2). Duke njohur përmbajtjen mesatare

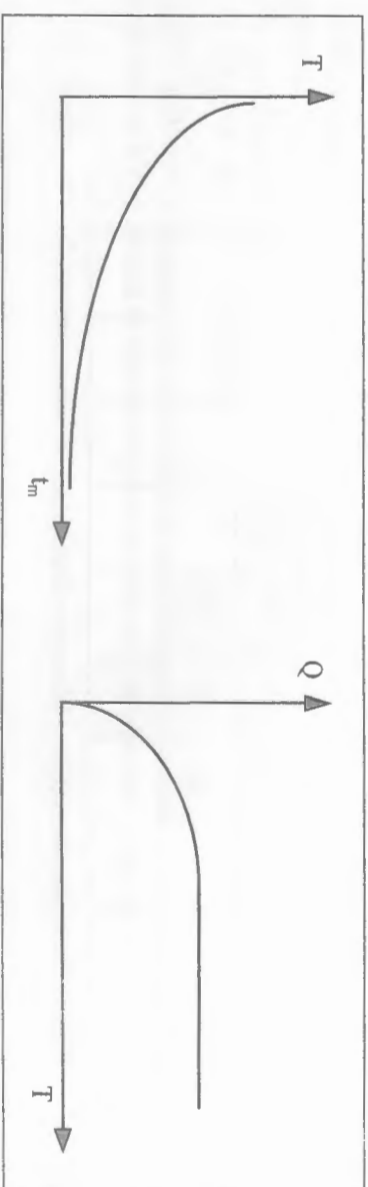


Figura 2 Grafiku Tonazh-Përmbajtje (majtas) dhe ai Tonazh-Metal (djathtas)

për çdo tonazh të caktuar mund të përcaktohet edhe sasia në metal Q që i korrespondon këtij seleksionimi tonazh-përmbajtje. Sasia e metalit duke patur një vartësi pothuaj parabolike me tonazhin e rezervave shkon asimptotikisht drejt vlerës maksimale të metalit të përmbajtur në vendburim kur tonazhi rritet në maksimum, d.m.th. megjithëse sasia e rezervave të nxjerra mund të vazhdojë të rritet, sasia e metalit të përfuar mbetet konstante, për shkak se kjo rritje e tonazhit shoqërohet me uljen e përmbajtjes mesatare në total.

Në interpretimin e mësipërm, është konsideruar seleksionim i lirë i blloqeve. Në praktikë një gjë e tillë është e kufizuar nga vartësia e kushteve gjeometrike të projektit të shfrytëzimit. Kështu vartësitë gjeometrike midis blloqeve të seleksionuar sipas metodës së shfrytëzimit masiv me nenkate ose *sublevel stoping* janë me te medha se sa ne rastin e metodës së shfrytëzimit selektiv me mbushje ose *cui and fill*. Në keto kushte shpesh ndodh që të seleksionohen edhe blloqe me përmbajtje me te ulët dhe njëkohësisht të lihen në vend pa u shfrytëzuar disa të tjera me përmbajtje me te lartë (fig. 3). Grafiku tonazh-përmbajtje do të jetë në këtë rast me i ulët në lidhje me atë të seleksionimit të lirë, kështu në të vertete për tonazh të barabartë do të merret një përmbajtje mesatare me e ulët.

Faktori që shkakton një zvogëlim të shkallës së rikuperimit të vendburimit për shkak të vartësive mbi formën e bashkësisë së blloqeve të seleksionuara, zakonisht quhet *efekti i kufizimeve gjeometrike* të metodës së shfrytëzimit mineral. Ky efekt duhet të vlerësohet për zgjidhje teknike të ndryshme hipotetike për shfrytëzimin e një vendburimi. Kjo lejon edhe për optimizimin e zgjedhjes së metodës së shfrytëzimit duke bërë të mundur krahasimin e koston më të lartë me rikuperimin më të madh në kuptimin e tonazhit dhe përmbajtjes.

Metoda më praktike për realizimin e parametrizimit të një vendburimi duke mbajtur parasysh edhe vlersimin e efektit të kufizimeve gjeometrike është ajo e operimit mbi një model të përfuar me anë të simulimit gjeostatistik kondicional të vendburimit [4]. Një model numerik i tillë është i nevojshëm edhe për faktin se gjatë një studimi të fizibilitetit ekonomik, njohja jo e detajuar në këtë fazë e vendburimit nuk lejon një rikonstruksion të hollësishëm të tij duke u bazuar vetëm në vlersimin paraprak të tij.

3. VENBURIMET SIPËRFAQSORE

Parametrizimi i vendburimeve sipërfaqore paraget disa elemente me kompleks në krahasim me rastin e shfrytëzimit nëntokësor. Në fakt ndërsa në nëntokë shfrytëzimi është konceptuar kryesisht për shëmbjen dhe nxjerrjen e pjesëve të vendburimit me përmbajtje më të lartë se përmbajtja kufi duke lënë në vend ato me përmbajtje më të ulët. Ndërsa në shfrytëzimin sipërfaqësor normalisht largohet materiali steril për të lejuar marrjen e mineralit poshtë tij. Kështu për të shfrytëzuar bllokun me numur 9 duhet që fillimisht të zhvendosen blloqet me numur nga 1 në 9, n.q.s. skarpata e karrieres minerare do të jetë 45° (fig. 3). Kjo hierarki midis blloqeve të seleksionimit përcakton kufizimet gjeometrike që duhet të merren në konsideratë gjatë parametrizimit të rezervave.

	1	2	3	4	5		
		6	7	8			
			9				

Fig. 3 Paraqitja skematike e blloqeve elementare të seleksionimit.

Për shkak të dimensioneve zakonisht të mëdha të trupave të mineralizuara, të cilët i nënshtrohen shfrytëzimit sipërfaqësor, njohja e vendburimit nuk është asnjëherë shumë e detajuar dhe për pasojë është i pamundur rikonstruksioni e tij sipas njësive elementare të shfrytëzimit. Në këtë rast mund të operohet mbi një model të simuluar të vendburimit [5]. Kjo mund të arrihet nepermjet simulimit gjeostatistik të vendburimit me ane të se cilit arrihet të krijohet një model numerik i përfaqësuar nga ndarja e vendburimit në blloqe elementare me volum dhe përmbajtje të përcaktuar. Nëpërmjet kësaj metode është e mundur të vlersohet për blloqet e mëdhenj përmbajtja mesatare dhe sasia proporcionale, ose fraksioni i çdo blloku, që do ketë nevojë për përpunim shesë ose për pasurim.

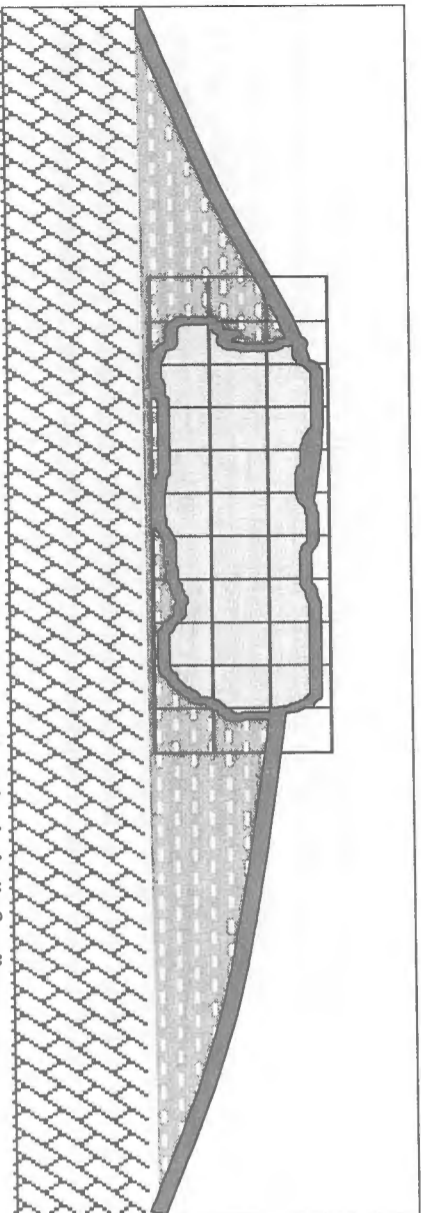


Fig. 4 Paraqitja skematike e një vendburimi sipërfaqësor

Duke ju referuar figurës 4, që skematizon hapsirën minerare të një vendburimi sipërfaqësor nëpërmjet blloqeve elementare dhe duke përdorur simbolet e mëposhtme do të kemi:

- i indeksi i një blloku elementar çfarëdo
- v volumi i bllokut
- γ pesha specifike e mineralit
- r_i fraksioni ose pjesa e shfrytëzueshme e bllokut i
- t_i përmbajtja mesatare e fraksionit të shfrytëzueshëm të bllokut
- c_e kostoja për njësi e shfrytëzimit
- c_i kostoja për njësi e përpunim-pasurimit
- ρ rikuperimi i metalit në përpunim-pasurim
- V_i vlera reale e bllokut i
- V_0 çmimi i metalit për njësi

Vlera reale e bllokut të përgjithshëm i jepet nga vlera e metalit të përmbajtur në pjesën e shfrytëzueshme të bllokut minus kostot e shfrytëzimit të bllokut i dhe të përpunim-pasurimit të pjesës së shfrytëzueshme: r_i

$$V_i = V_0 \cdot v \cdot \gamma \cdot r_i \cdot t_i - v \cdot \gamma \cdot c_e - v \cdot \gamma \cdot \rho \cdot c_i \quad (5)$$

Duke pjestuar V_i me $V_0 v \gamma \rho$, e cila është një konstante në lidhje me bllokun elementar, atëherë do të kemi që:

$$\frac{V_i}{V_0 \cdot v \cdot \gamma \cdot \rho} = V'_i = r_i t_i - \frac{c_e}{V_0 \cdot \rho} - \frac{r_i c_i}{V_0 \cdot \rho} \quad (6)$$

ku V'_i gjithashtu paraqet, me përjashtim të një konstanteje, vlerën e bllokut i ndërsa faktorët $C_e/V_0 \rho$ dhe $C_i/V_0 \rho$ mund të shënohen përkatësisht me parametrat λ dhe θ . Kështu kemi:

$$V'_i = r_i(t_i - \theta) - \lambda \quad (7)$$

Pra vlera e bllokut i mund të shprehet nëpërmjet dy parametrave që kanë së bashku kuptimin e një përmbajtjeje dhe korrespondojnë ndërkaj me dy përmbajtje kufi ku θ mund të konsiderohet si përmbajtja kufi e krahasuar me koston e përpunim që duhet të aplikohet në njësive elementare të shfrytëzimit për të dalluar destinacionin e saj (pasurim ose steril) ndërsa λ mund të konsiderohet si përmbajtja kufi e krahasuar me koston e shfrytëzimit përveç koston së mundshme të përpunimit.

Për një çift vlerash θ e λ të fiksuara, pjesa e vendburimit të shfrytëzueshëm është bashkësia e blloqeve $B\theta, \lambda$ që respektojnë kufizimet gjeometrike të mësipërme dhe maksimizon funksionin $\{B\theta, \lambda\}$:

$$\{B\theta, \lambda\} = \sum_{i \in B\theta, \lambda} r_i(t_i - \theta) - \lambda \quad (8)$$

Kufizimet gjeometrike respektohen n.q.s për çdo bllok që bën pjesë në bashkësinë $B\theta, \lambda$ bëjnë pjesë në të njëjtën bashkësi edhe blloqet e nivelit më të sipërm që duhet të largohen për të lejuar shfrytëzimin e tij duke garantuar kështu pendencën e kërkuar të hapsirës minerare. Teknika e parametrizimit e ilustruar më sipër është veçanërisht e përshtatshme për karrierat sipërfaqësore ose open pit, të cilat përfaqsojnë minerat sipërfaqësore më të zakonshme. Ashtu si në rastin e shfrytëzimit nëntokësor, kufizimet gjeometrike çojnë në një ulje të rikuperimit të vendburimit në krahasim me një seleksionim të lirë ose pa kufizime.

VENBURIMET PRANË SIPËRFAQËSORE

Këto vendburime mund të konsiderohen si një tipologji me vete për arsye se përvec ngjashmërisë me vendburimet sipërfaqësore kanë disa veçori. Zakonisht këto janë vendburime të tipit stratiform dhe në ndryshim nga vendburimet sipërfaqësore këto nuk dalin plotësisht direkt në sipërfaqe por janë të mbuluar nga një trashësi relativisht e vogël materiali steril i cili duhet të zhvendoset para se të shfrytëzohet minerali që ndodhet poshtë saj (fig. 5).

Duke përdorur metodat gjeostatistike të simulimit kondicional mund të ndërtohet një model numerik i vendburimit i cili përcakton, në çdo pikë të planit që kemi në studim, trashësinë e sterilit mbi mineral, trashësinë e vetë mineralit dhe cilësinë e mineralit, përmbajtjen ose karakteristika të tjera të tij. Si dhe më sipër edhe për këtë tip vendburimi, duke u bazuar në modelin numerik gjeostatistik, është i mundur parametrizimi i rezervave duke mbajtur parasysh njëkohësisht të gjitha karakteristikat e vendburimit të cilat në mënyra të ndryshme ndikojnë në shfrytëzimin e tij. Duke parametrizuar vendburimin bëhet e mundur të diferencojmë në planin horizontal pjesët e shfrytëzueshme me interes ekonomik.

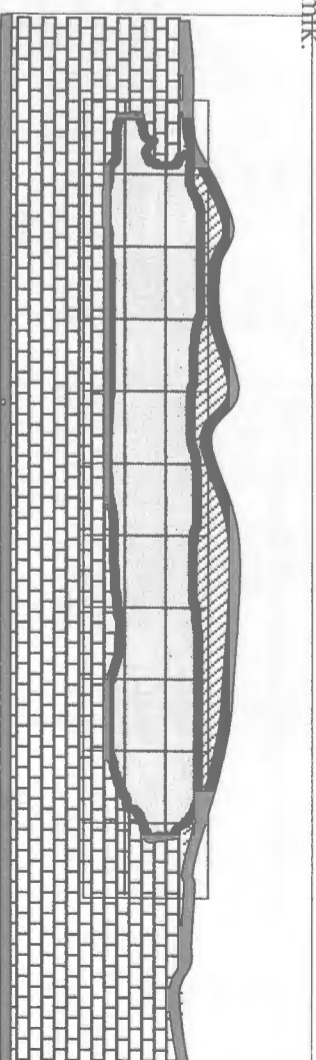


Fig. 5 Paraqitja skematike e një vendburimi pranë sipërfaqësor

Duke ju referuar figurës 5, që skematizon hapsirën minerare të një vendburimi pranë sipërfaqësor nëpërmjet blloqeve elementare dhe duke përdorur simbolet e mëposhtme do të kemi:

- i indeksin e një blloku elementar çfaredo
- A sipërfaqja e bllokut
- γ_m pesha specifike e mineralit
- γ_c pesha specifike e mbuleses së mineralit
- sm_i trashësia e shtresës së bllokut i
- sc_i trashësia e e mbuleses së bllokut i
- r_i fraksioni i dobishëm i bllokut i
- t_i permbajtja mestare e fraksionit të dobishëm
- c_{tot} kostoja njësi e shfrytëzimit dhe e perpunimit të mineralit
- c_c kostoja njësi e zhvendosjes së mbuleses
- V_i vlera reale e bllokut i
- V_0 vlera njësi e metalit

Kështu vlera e bllokut i jepet nga:

$$V_i = V_0 \cdot A \cdot \gamma_m \cdot sm_i \cdot r_i \cdot t_i - A \cdot \gamma_c \cdot sc_i - A \cdot \gamma_c \cdot sc_i \quad (9)$$

Duke pjestuar të gjithë termat me $(V_0 \cdot A \cdot \gamma_m \cdot sm_i)$ dhe duke shënuar me R_i raportin midis tonazhit të materialit steril dhe tonazhit të vetë mineralit $(\gamma_c \cdot sc_i) / (\gamma_m \cdot sm_i)$ dhe me parametrat θ dhe λ shënojmë respektivisht raportet C_{tot}/V_0 e C_c/V_0 , do të kemi:

$$V_i = r_i \cdot t_i - \theta - R_i \lambda \quad (10)$$

Shënojmë bashkësinë e të gjithë blloqeve me B , atëherë për çdo çift vlerash θ, λ bashkësia e blloqeve me leverdi ekonomike do të jetë $B\theta, \lambda$ dhe llogaritet me anë të formulës së më poshtme:

$$B_{\theta, \lambda} = Y_{i \in B} \{ (r_i \cdot t_i - \theta - R_i \lambda) \geq 0 \} \quad (11)$$

Gjithashtu kjo bashkësi blloqesh përbën edhe pjesën teknikisht të shfrytëzueshëm të vendburimit meqenëse në këtë rast nuk ka kufizime gjeometrike që të ulin rezervat sepse është konsideruar që për të shfrytëzuar një pjesë të vendburimit është e nevojshme të largohet vetëm pjesa e mbulesës sterile sipër saj.

5. SHEMBULL APLIKIMI

Si shembull të aplikimit të kësaj metodologjie po paraqitim rastin e parametrizimit gjeostatistik të një vendburim pranë sipërfaqësor të tipit pseudoshtresor i cili përfaqësohet nga një shtrirje e konsiderueshme e mineralizimit fosfatik por me luhajje mjaft të mëdha të trashësisë së mineralizimit (Tab. 1).

Tab. 1. Statistikat elementare sipas punimeve të shpirtit

Variabli	Min	Max	Mesataria	Dev. standart	Koef. variac. (%)
Mbulesa (m)	0.20	6.00	2.13	3.26	153
Mineralizimi (m)	0.20	2.70	0.73	1.13	155
Fraksioni i dobishëm	4.80	87.30	37.06	53.53	144
Permbajtja (%)	6.22	47.14	24.64	35.29	143

Mbulesa sterile ka gjithashtu një trashësi shumë të variueshme të perfshirë midis 0 dhe 4.0 m. Fraksioni granulometrik i cili perben mineralin e dobishëm është ai i perfshirë në intervalin nga 0.7 mm deri në 12 mm, ndërsa cilësia e mineralit jepet nga permbajtja në % e $P_{0.5}$. Parametrizimi i rezervave është realizuar duke marrë për bazë rikonstruksionin numerik të vendburimit me anë të simulimit gjeostatistik kondicional të elementeve sipërfaqësore në forme blloqesh me dimensione 12.5 x 12.5 m, duke u bazuar në të dhënat e shpimeve.

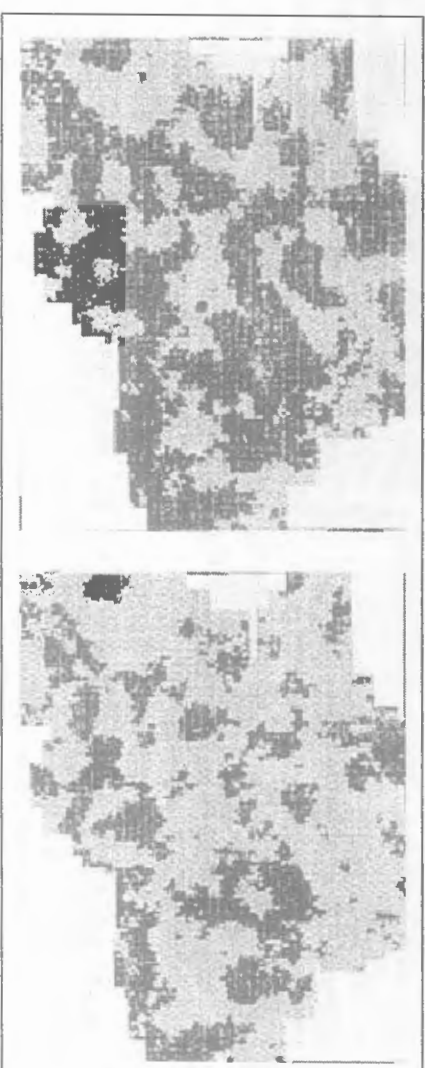


Fig. 6 Seleksionimi sipas dy ciffeve të vlerave (θ, λ) të permbajtjeve kufi.

Rezultatet e paraqitura në formë tabelore (Tab. 2) mund të paraqiten dhe në formë grafike (Fig. 6 dhe Fig. 7) ku mund të parashikohen lehtësisht në mënyrë të drejtpërdrejtë treguesit e ndryshëm të mineralizimit në funksion të parametrave theta dhe lambda (θ, λ) të zgjedhur paraprakisht.

Me anë të kësaj metodologjie është e mundur të parametrizohet procedura e shfrytëzimit minerar. Kështu praktikisht në bazë të rezultateve analitike ose grafike përcaktohen treguesit globalë të prishëm të mineralizimit në funksion të luhajjeve të tregut të shijes së mineralit dhe të koston së shfrytëzimit minerar. Gjithashtu nëpërmjet paraqitjes grafike në planimetri është e mundur të përcaktohen lokalisht në mënyrë të detajuar zonat ose blloqet minerare me leverdi ekonomike për shfrytëzim.

Tab. 2 Rezultate e parametrizimit minerar në funksion të aplikimit të ciffeve të ndryshme (θ, λ)

	Lambda	Theta	Volumi	Trashësia	Mbulesa	Fraksioni	Përmbajtja
1	0.000	0.000	15310.000	2.170	0.770	0.330	23.450
2	0.000	1.000	13998.000	2.190	0.770	0.350	23.580
3	0.000	2.000	12522.000	2.210	0.770	0.380	23.880
4	0.000	3.000	11196.000	2.230	0.770	0.410	24.130
5	1.000	0.000	10244.000	1.890	0.820	0.400	24.250
6	1.000	1.000	9177.000	1.900	0.820	0.430	24.490
7	1.000	2.000	8183.000	1.890	0.800	0.460	24.750
8	1.000	3.000	7198.000	1.900	0.780	0.500	25.010
9	2.000	0.000	6801.000	1.570	0.850	0.460	24.880
10	2.000	1.000	5933.000	1.560	0.830	0.490	25.110
11	2.000	2.000	5146.000	1.550	0.800	0.530	25.330
12	2.000	3.000	4410.000	1.560	0.780	0.570	25.620
13	3.000	0.000	4424.000	1.270	0.850	0.510	25.320
14	3.000	1.000	3807.000	1.250	0.830	0.540	25.520
15	3.000	2.000	3229.000	1.250	0.800	0.580	25.900
16	3.000	3.000	2733.000	1.230	0.780	0.630	26.140

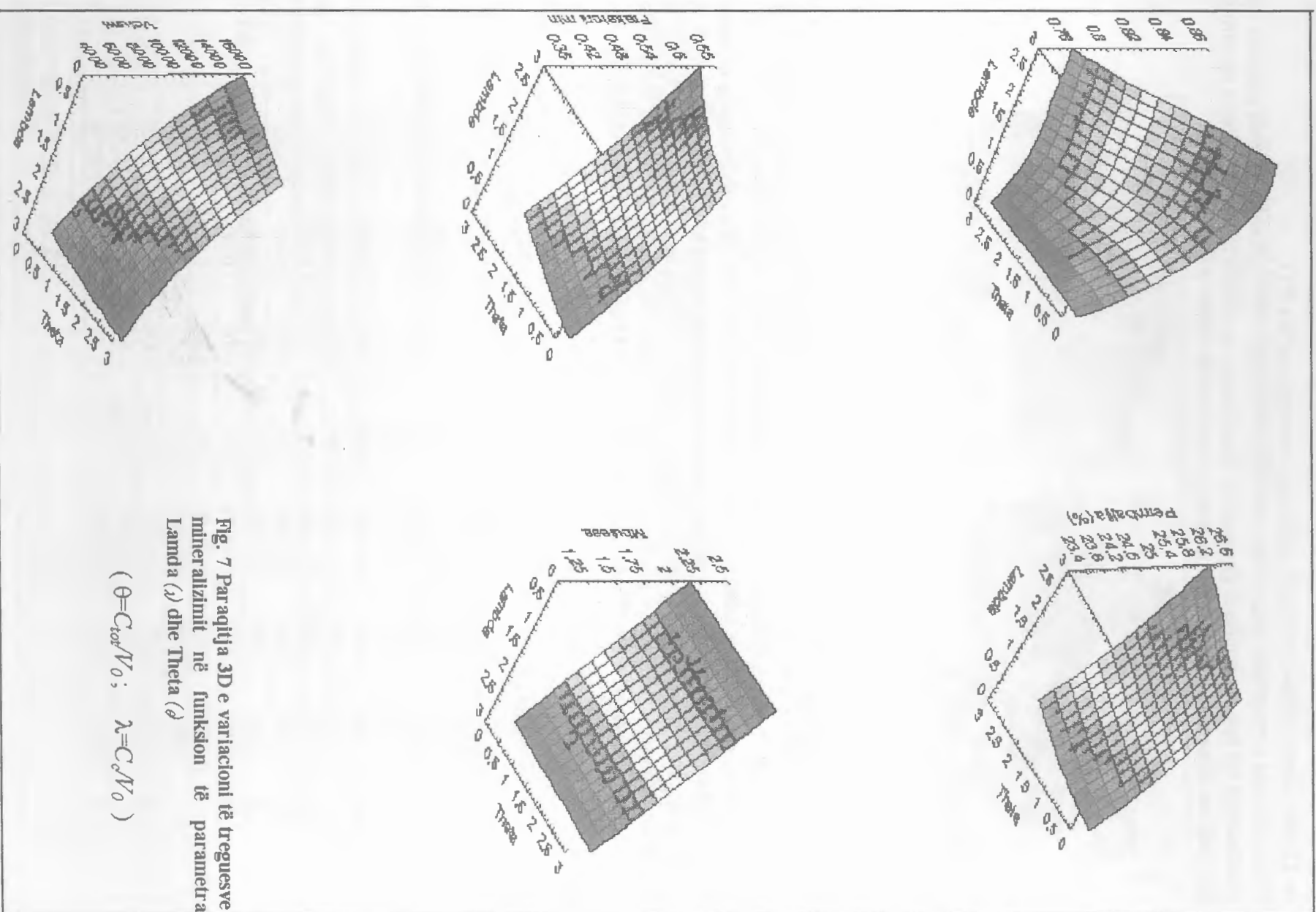


Fig. 7 Paraqitja 3D e variacioni të treguesve minerallizimit në funksion të parametrave Lambda (λ) dhe Theta (θ)

$$(\theta = C_{cov} N_0; \quad \lambda = C_{cov} N_0)$$

6. PËRFUNDIME

Me anë të parametrizimit të rezervave minerare bëhet i mundur vlerësimi i vndburimit për qëllim të sudimit të fizibilitetit i cili konsiston në vlerësimin e sasisë, ose tonazhit, dhe përmbajtjes mesatare të mineralit që mund të shfrytëzohet nën kondicione të ndryshme. Megjënese në këtë fazë të studimit të vndburimit, të dhënat e shpimeve në përgjithësi nuk janë të detajuara në mënyrë të mjaftueshme që të lejojnë vlerësimin lokal të rezervave, atëherë është e mjaftueshme të kryhet vetëm vlerësimi global i rezervave.

Në këtë kontekst, vlerësimi më anë të metodave gjeostatistike të interpolimit, si ato të Krigingut, nuk është i përshtatshëm pasi informacioni është relativisht i pakët. Në këtë rast metoda më praktike është ajo e simulimit gjeostatistik kondicional. Me anë të kësaj procedure realizohet rikonstruksioni numerik 3-D i vndburimit sipas modelit hapsinor të përbërë nga blloqe lomentare me një volum të përcaktuar.

Mbi këtë model numerik aplikohet parametrizimi i rezervave duke mbajtur parasysh jo vetëm karakteristikat gjeologjike por edhe ato teknike sipas tipologjisë së vndburimit kryesisht në varësi të metodës së shfrytëzimit nëntokësore ose sipërfaqësore. Praktikisht ndërtohen grafikët ose kurbat e tonazh-përmbajtjes të cilat shprehin në mënyrë parametrike varësinë nga karakteristikat jo vetëm gjeologjike por edhe tekniko-ekonomike të vndburimit.

Me anë të modelimit gjeostatistik bëhet e mundur të përcaktohet në mënyrë analitike, dhe jo për rastin e vlerësimit global në fazat paraprake të zbulimit të vndburimit ashtu dhe për rastin e vlerësimit lokal, ose për çdo njësi shfrytëzimi, të rezervave.

Teknika e mësipërme e parametrizimit nëpërmjet modelimit numerik me anë të simulimit gjeostatistik mund të përdoret mjaft mirë jo vetëm për vndburimet por edhe për parametrizimin e volumit të terrenit që duhet rehabilituar ose bonifikuar në rastin e ndodjeve të terrenit nga kontaminues të natyrave të ndryshme. Në këtë rast rolin e përmbajtjes kufi të mineralit e luan vlera maksimale e lejuar e kontaminimit të terrenit.

LITERATURA

- | | | |
|---------------------------------------|-------|---|
| Matheron G. | 1975 | <i>Le parametage technique des reserves. Note Geostatistique</i> n° 134, 1975, p. 49. |
| Deraisme J., et al. | 1984 | <i>Geostatistical orebody model computer optimisation of profits from different underground mining methods.</i> In 19 th International Symposium APCOM, London 1984. |
| Coleou T. | 1988 | <i>Le parametage technique des reserves.</i> Sciences de la Terre, Serie Inf. Geol. n° 28, Juin 1988, p. 115-128. |
| Journel A., Huijbreghts Ch. | 1978 | <i>Mining Geostatistics.</i> Academic Press. |
| Chiles J-P., Delfiner P. | 1999 | <i>Geostatistics: modeling spatial uncertainty.</i> John Wiley & Sons, 700 pp. |
| Raspa G., Bruno R., Lopes Da Silva E. | 1995. | <i>Parametrisation of recoverable reserves of a stratified deposit.</i> In Geologia Angolana, Journal of Geosciences, p. 18-27. |

ABSTRACT

PARAMETRIZATION OF RECOVERABLE RESERVES

This article describes a procedure for evaluating the recoverables reserves of different deposit types. Their evaluating for feasibility study consists in estimating the tonnages and grades of ore that can be extracted under different conditions. At such stage of feasibility study, the location of mining units are not relevant because the drilling data generally available are not sufficiently detailed to permit their estimation.

Since the aim is not to obtain an evaluation of a single mining unit but a global evaluation of the deposit as a whole or even by large panels, the direct estimation, such as methods of Kriging, are not suitable while the use of simulation techniques for reserves estimation appears to be appropriate. Under such conditions, the most practical method is to build a block model for the concerned deposit through the conditional geostatistical simulation of the elementary mining units and then to apply to that model a suitable selection process for the envisaged mining method. of the deposit and calculating the recoverable reserves by applying to the geostatistical simulation model a selection process based on the technical and economic parameters, such as cut-off grade, selectivity of mining method.

KARAKTERISTIKAT SIMOTEKTONIKE TË KOSOVËS

Zennun ELEZAJ

1. HYRJJE

Kosova shtrihet në pjesën qëndrore të Ballkanit dhe mbulon një sipërfaqe prej 10.887 km². Territori i saj karakterizohet me lartësi mesatare mbidetare mbi 800 m e me ndryshime të mëdha morfologjike. Këto ndryshime të mëdha morfologjike, rrjedhin si pasojë e ndërtimit gjeologjik të komplikuar, veprimtarisë së shprehur të lëvizjeve tektonike dhe proceseve eroduese.

Territori i Kosovës karakterizohet me një ndërtim të komplikuar gjeologo-tektonik, e shprehur me prezencën e shkëmbinjve me përbërje e moshë gjeologjike të ndryshme, si dhe me prezencën e strukturave të ndryshme tektonike, shkëputëse e trudhosëse.

Territori i Kosovës nga aspekti hapsinor i përket dy njësi të mëdha gjeotektonike: Dinarideve (pjesa më e madhe) dhe Masës Dardane (Masa Serbo-Kosovare-Magedone) [3].

Megë Kosova karakterizohet me ndërtim të komplikuar gjeologjik dhe tektonik, edhe në aspektin sizmologjik, përfaqëson një terren mjaft aktiv, i cili mund të goditet nga tërmete katastrofike me karakter autokton. Të dhënat për tërmetet, që datojnë nga kohërat e lashta, tregojnë se Kosova është goditur nga tërmete katastrofike, ndër të cilët përmendim këta tërmete: viti 1456 me intensitet IX ballë MSK-64, që goditi rëndë rrethin e Prizrenit; viti 1662 me intensitet VIII ballë MSK-64, i cili goditi rrethin e Pejësi; viti 1921 me intensitet epiqëndror IX ballë MSK-64, që goditi fort rajonin Ferizaj-Viti; dhe viti 1980 me intensitet VIII ballë MSK-64, i cili preku fort rajonin e Kopanikut. Në Kosovë përveç tërmeteve me vatra autoktone, brenda territorit të saj, ajo është tronditur bile edhe fort nga tërmete të gjeneruar nga jashtë territorit administrativ të saj, nga Magedonia, Shqipëria, Serbia e Mali i Zi [6, 7].

Këto dy dukuri, pra sizmiciteti lokal dhe sizmiciteti që shkaktohet nga tërmetet e largëta, e përcaktojnë territorin e Kosovës të klasifikohet në radhën e vendeve me aktivitet sizmik të lartë. Kjo situatë sizmike mjaft e lartë kushëzson nevojën e kryerjes në të ardhmen të studimeve të detajuara komplekse sizmologjike e sizmotektonike, në mënyrë që të fitohet një përfytyrim më i plotë lidhur me vlerësimin e rrezikshmërisë sizmike (tërmetore) të Kosovës.

2. STRUKTURA NEOTEKTONIKE E KOSOVËS

Neotektonika, si dihet, studion strukturat më të reja, pasqyrimin e tyre në relievin e sipërfaqes së tokës dhe tipet e ndryshme të lëvizjeve tektonike e proceset dinamike që i kushtëzojnë ato. Ajo studion si lëvizjet e reja tektonike ashtu edhe lëvizjet e sotme, që kanë prekur e prekin koren e Tokës [1, 2].

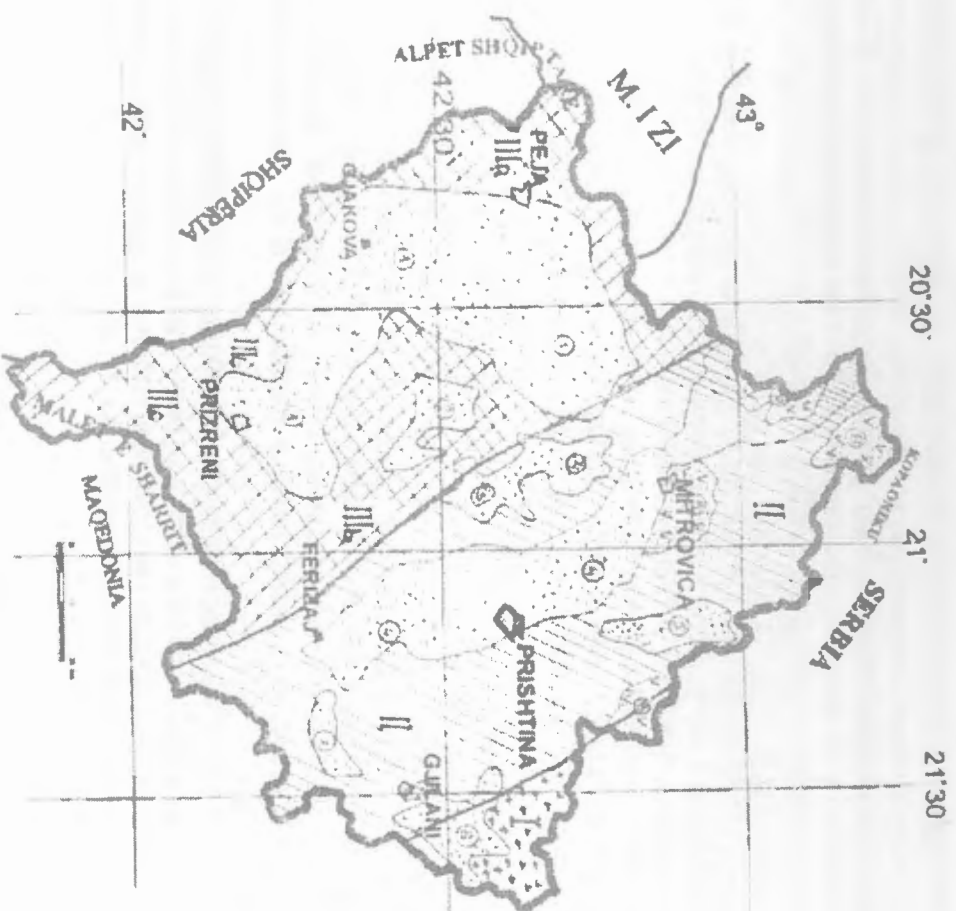
Aspektet e hulumtimeve neotektonike për territorin e Kosovës, janë të lidhura ngushtë me studimet e njësi morfotektonike të lindura nga lëvizjet tektonike, në kohrat më të reja gjeologjike, gjatë neogjenit dhe kuaternarit, në etapën neotektonike. Studimi i aktivitetit neotektonik të Kosovës, është i lidhur ngushtë me njohjen e gjeologjisë së hershme historike, për ti njohur lidhjet në mes të lëvizjeve tektonike të hershme me lëvizjet neotektonike.

Gjatë etapës neotektonike, territori i Kosovës është përfshirë nga proceset tektonike, të cilat kanë kushëzuar formimin e njësi të reja morfotektonike, si struktura me tendencë mbizotëruese në ngritje, në zhytje dhe me aktivitet vullkanik [4, 5] (see Fig. 1).

a) Tërvat e Kosovës me tendencë mbizotëruese në ngritje

Tërvat me tendencë mbizotëruese në ngritje, në hartën sizmotektonike duhet të kufizohen me izolinja, të cilat tregojnë vlerën reale të ngritjes vertikale neogjenit dhe kuaternarit. Në mënyrë të veçantë në hartë duhet të veqohen pjesët e ndërtuara me vullkanie të neogjenit dhe kuaternarit, ku gjatë ditëve tona, aktivitetet postvulkanike manifestohen me dukurinë e ujrave termominerale, e cila

Harta e rajonizimit tektonik të Kosovës



LEGJENDA

- I- Males Dardane
 II- Zona e Vardarit
 III- Dinardet e Rerendshme
 III-a- Kritori i Mirkos dhe Koprivnikut
 III-b- Zona e Fshkëqitit - Astritit
 III-c- Zona e Korabit - Sharrit
- Depresionet neotektonike
 1- Dukagjini
 2- Bellanices
 3- Drenices
 4- Kuvovës
 5- Podujevës
 6- Kriva Palas
 7- Baseni i Moravës së Binçës
 8- Vullkanizmi i Neogjenit

Fig. nr 1

dëshmon për egzistencën e fushës së shprehur gjeotermale.

Trevat me tendencë mbizotëruese në ngritje, janë ta ndara në blloqe të veçanta, të emëruara me numra arab prej 1 deri 13 [6,7]:

1. Blloku i Moknës dhe Koprivnikut,
2. Blloku i Bjeshkëve të Pashtrikut dhe Devës,
3. Blloku i Sharrit,
4. Blloku i Mushtitshit,
5. Blloku në mes të Therandës, Klinës dhe Rahovecit,
6. Blloku i Malit të Zi të Shkupit,
7. Blloku i Kaçanikut,
8. Blloku në mes Basenit të Drenicës, Kosovës dhe Maleve të Çiçavicës,
9. Blloku në mes Mitrovicës, Moknës dhe Basenit të Drenicës,
10. Blloku në mes të Moravës së Binçës dhe Basenit të Podujevës
11. Baseni i Albanikut (Kopaunikut),
12. Blloku i Krivarekës,
13. Blloku i masivit vullkanogjen të Lecës.

b) Trevat e Kosovës me tendencë mbizotëruese në zhytje

Këto janë depresionet e mëdha të njohura të neogjenit, në të cilat janë depozituar sasi të mëdha të materialit molasik, ku janë konstatuar rezerva të mëdha të gypyrri. Janë të njohura këto basene [6,7]:

1. Baseni i Dukagjinit:
 - pjesa e Pejës
 - pjesa e Gjakovës,
 - pjesa e Prizrenit dhe
 - pjesa e Bellanices
2. Baseni i Drenicës,
3. Baseni i Kosovës:
 - pjesa Podujevës
 - pjesa e Moravës së Binçës,
4. Baseni i Krivarekës.

c) Aspekte të evolucionit neotektonik të Kosovës

Sipas të dhënave të parashtruara më lart, evolucionit neotektonik i Kosovës mund të përmblihdet si vijon:

1. Gjatë etapës neotektonike në Kosovë janë formuar njësi morfostrukturore, të shprehura me masive malore, si treva me tendencë mbizotëruese në ngritje, dhe depresione, si treva me tendencë mbizotëruese në zhytje. Këto morfostruktura janë formuar si rezultat i lëvizjeve tektonike diferenciale kryesisht gjatë pliocen-kuaternarit, në këtë etapë të orogjenezës Alpine. Kufijtë natyral të njësisve morfostrukturore janë shprehur me shkëputje normale [2]. Etapa neotektonike ka genë e shoqëruar edhe me aktivitet vullkanik në zonën e Vardarit dhe në pjesët perëndimore të Masës Dardane. Kjo nënkupton se magmatizmi është një aft aktiv në pjesët e thella të kores tokësore. Aktiviteti vullkanik vazhdon edhe gjatë kuaternarit.

2. Aktiviteti neotektonik manifestohet në morfologjinë e shkëputjeve normale dhe në sizmicitetin e gjeneruar prej tyre.

3. SIZMICITETI I TERRITORIT TË KOSOVËS

Duke patur parasysh se në territorin e Kosovës janë realizuar hulumtime jo të njafueshme sizmike, deytër me rëndësi është që të bëhet përpunimi detajuar i të dhënave dhe publikimeve mbi sizmicitetin e këtij rajoni. E veçanta e angazhimit tim do të jetë marrja parasysh e të dhënave për tërmetet, duke filluar nga ata me intensitet V ballë MKS-64 e lartë.

Katalogu për tërmetet që e kanë goditur këtë rajon dhe hartat e izoseisteve përfaqësojnë të dhënat

themelore, me të cilat do të shërbehen për avancimin e përpjekjeve të mia mbi sizmicitetin e territorit të Republikës së Kosovës.

Duke u bazuar në sa më lartë u tha, rezulton se studimet sizmike për territorin e Kosovës nuk janë realizuar në nivel të duhur. Shkalla e studimeve sizmike, asnjëherë nuk do të jetë e nivelit të duhur, nga se duhet patur parasysh se çdo tërmet i ri, i cili do të godasë territorin, do të ofrojë të dhëna të reja për plotësimin e atyre egzisuese.

Sipas të dhënave të deritanishme sizmike, në truallin e Kosovës shquhen mirë tri zona të fuqishme sizmogene [6,7]:

1. Zona Dinarike, e cila përfshin pjesën perëndimore të Kosovës,
2. Zona Dardane, e cila përfshin pjesën lindore të Kosovës,
3. Zona e Sharrit, që mbulon pjesën jugore të Kosovës.

Në secilën prej këtyre zonave sizmogene, egzistojnë rajone epiqëndrore të cilat karakterizohen me lidhshmëri gjenetike. Autoktonia e tërmeteve dhe lidhshmëria gjenetike në mes të rajoneve të ndryshme epiqëndrore, është një problem i cili kërkon hulumtime të detajuara gjeologjike, sizmologjike dhe gjeofizike.

Për studimin e aktivitetit sizmik të territorit të Kosovës kam grumbulluar shumë të dhënave sizmike, të cilat do ti paraqesë më poshtë.

3.1. KATALOGU I TËRMEVEVE DERI NË VITIN 1985

Duke u mbështetur në të dhënat egzisuese, po japim të dhënat për tërmetet të përmbledhura në tabelën nr. 1 [6,7,8,9,10,11].

Si shifet nga të dhënat që i përmban katalogu, prej 115 tërmeteve që përfshihen në të, vetëm dy i takojnë periudhës para vitit 1900, ndërsa të tjerat i takojnë intervalit kohor 1901-1985. Për tërmetet para vitit 1900 informacionet janë të varfra.

Prej tabelës së mësipërme shihet qartë, se në Kosovë nuk kanë qenë të rralla rastet kur ajo ka qenë e goditur nga tërmetet e fuqishme, VII-IX ballë MSK-64. Katalogu i tërmeteve të ndodhura përfaqëson të dhënat themelore për hulumtimet e mëtejme sizmike për rajonin Gjegjës. Për këtë arsye katalogu i tërmeteve, është i përpiluar me saktësi, ku para çdo tërmeti janë bartur parametrat kryesor: data, koha e ndodhjes, koordinatat e epiqendrës, thellësia e hipogendrës (km), magnituda, shkalla e intensitetit në ballë MSK-64 dhe vendi më i afërt ku ndodhet epiqendra.

3.2. HARTA E IZOSEISTEVE TË TËRMEVEVE PËR PERIUDHËN DERI NË VITIN 1985

Hartat e izoseisteve, së bashku me katalogjet e tërmeteve përfaqësojnë të dhënat themelore faktike në bazë të së cilave përcaktohet sizmiciteti i rajonit të studuar.

Izoseistet përfaqësojnë linja të lakuara dhe të mbyllura, të cilat rrethojnë territorin që karakterizon intensiteti i njëjtit, në sipërfaqe të Tokës. Karakteri i shpërndarjes, forma dhe madhësia e izoseisteve tregojnë për karakteristikat e shpërndarjes së intensitetit të tërmetit në zonën e goditur prej tij, e lidhur ngushtë me kushtet gjeologjike të terrenit. Ato tregojnë edhe për karakterin e dendësisë së izoseisteve të tërmetit në raport me distancën prej epiqendrës. Këto janë të dhëna me rëndësi, të cilat duhet të studiohen për secilin tërmet.

Numri i hartave të izoseisteve të analizuara, në krahasim me rajonin epiqendror në të cilin kanë ndodhur tërmetet, jepen në tabelën që vijon [6,7]:

Për përpunimin e hartave të izoseisteve dhe përcaktimin e parametrave kryesorë të tërmeteve, do të aplikojmë këto formula, të cilat përfaqësojnë lidhjet korelative në mes të parametrave kryesorë të

Nr	Data	Koha Ora min	Kordinatat		Thellësia km	Magnituda	Intensiteti	
			V	L				
1	16 Qeshor 1456	0	0	42.2	20.7	0	6.6	9
2	11 Nëntor 1662	0	0	42.7	20.3	0	6.0	8
3	05 Maj 1907	17	01	42.5	21.9	8	5.1	8
4	05 Maj 1907	17	48	42.5	21.8	8	4.2	7
5	12 Gusht 1907	13	15	42.5	21.8	0	4.1	6
6	13 Gusht 1907	02	20	42.5	21.8	0	4.1	6
7	19 Dhjetor 1907	04	29	42.1	21.3	6	4.5	6
8	30 Qershor 1921	09	37	42.2	21.1	0	3.8	5
9	10 Gusht 1921	14	10	42.3	21.3	20	6.2	9
10	10 Gusht 1921	14	20	42.3	21.3	20	4.0	5
11	10 Gusht 1921	14	40	42.3	21.3	25	4.8	6
12	11 Gusht 1921	02	27	42.3	21.3	20	4.0	5
13	11 Gusht 1921	05	30	42.3	21.3	20	4.0	5
14	11 Gusht 1921	09	31	42.3	21.3	20	4.0	5
15	11 Gusht 1921	14	35	42.3	21.3	20	4.0	5
16	13 Gusht 1921	21	06	42.3	21.3	20	4.0	5
17	15 Gusht 1921	08	23	42.3	21.3	15	5.4	8
18	20 Gusht 1921	19	21	42.3	21.4	4	5.1	8
19	24 Gusht 1921	07	55	42.3	21.3	20	4.0	5
20	25 Gusht 1921	11	00	42.3	21.2	0	3.8	5
21	28 Gusht 1921	18	30	42.3	21.4	0	3.8	5
22	29 Gusht 1921	01	15	42.3	21.4	20	4.0	5
23	30 Gusht 1921	09	37	42.3	21.3	10	4.2	6
24	02 Shtator 1921	09	41	42.4	21.5	10	4.9	8
25	02 Shtator 1921	11	25	42.3	21.3	20	4.0	5
26	09 Shtator 1921	09	17	42.3	21.3	25	4.8	6
27	10 Shtator 1921	03	20	42.1	21.4	5	4.6	7
28	11 Shtator 1921	15	47	42.1	21.5	5	4.6	7
29	21 Shtator 1921	09	38	42.3	21.3	8	5.0	8
30	24 Shtator 1921	09	05	42.0	20.7	0	3.8	5
31	30 Shtator 1921	15	55	42.0	20.7	0	3.8	5
32	03 Tetor 1921	12	30	42.3	21.3	7	5.6	8
33	05 Tetor 1921	12	26	42.3	21.3	5	4.6	7
34	11 Tetor 1921	22	04	42.4	21.3	0	3.8	5
35	14 Tetor 1921	17	10	42.4	21.3	15	4.2	6
36	07 Nëntor 1921	17	19	42.3	21.4	0	3.8	5
37	07 Nëntor 1921	22	23	42.1	21.4	8	4.4	7
38	08 Nëntor 1921	02	57	42.0	21.4	9	5.2	7
39	17 Dhjetor 1921	09	54	42.3	21.4	11	4.0	5
40	07 Shkurt 1922	12	55	42.3	21.4	0	4.1	6
41	11 Shkurt 1922	16	50	42.3	21.4	0	3.8	5

42	24 Shkurt 1922	13	15	42.3	21.3	12	5.0	7
43	24 Shkurt 1922	13	21	42.4	21.1	20	4.6	6
44	27 Shkurt 1922	14	02	42.2	21.3	0	3.8	5
45	19 Mars 1922	06	47	42.3	21.4	0	3.8	5
46	14 Gusht 1922	04	10	42.3	21.5	0	3.8	5
47	03 Shtator 1922	03	11	42.4	20.4	25	5.3	7
48	06 Shkurt 1923	14	10	42.3	21.4	0	3.8	5
49	23 Prill 1923	23	00	42.3	21.3	25	4.2	5
50	17 Maj 1923	17	20	42.3	21.5	0	3.8	5
51	17 Gusht 1923	01	03	42.6	21.1	5	4.0	6
52	17 Gusht 1923	01	30	42.7	21.3	0	3.8	5
53	21 Shtator 1923	23	59	42.2	21.4	6	3.9	6
54	26 Shtator 1923	22	58	42.0	20.8	0	3.8	5
55	08 Shkurt 1924	02	59	42.3	21.4	0	3.8	5
56	08 Shkurt 1924	02	34	42.3	21.4	0	3.8	5
57	25 Prill 1924	10	53	42.3	21.3	14	4.3	6
58	16 Maj 1924	18	23	42.3	21.3	23	4.7	5
59	10 Gusht 1924	20	02	42.3	21.3	20	4.0	5
60	28 Qershor 1925	20	45	42.2	21.4	0	3.8	5
61	29 Qershor 1925	20	45	42.3	21.3	20	4.0	5
62	03 Qershor 1925	06	17	42.3	21.3	15	4.2	5
63	22 Tetor 1926	23	53	42.1	20.6	22	4.9	6
64	23 Tetor 1926	10	54	42.3	20.7	0	3.8	5
65	25 Tetor 1926	16	21	42.3	21.3	18	3.9	5
66	17 Dhjetor 1926	06	41	42.4	20.6	6	4.2	6
67	27 Shkurt 1927	20	20	42.3	20.6	0	3.8	5
68	20 Maj 1927	17	00	42.9	20.8	0	3.8	5
69	07 Gusht 1927	05	25	42.4	20.8	20	4.4	5
70	17 Shkurt 1928	01	20	42.4	21.4	8	3.8	5
71	10 Mars 1928	12	17	42.3	21.3	12	4.0	6
72	17 Mars 1928	19	40	42.3	20.7	12	4.0	6
73	17 Mars 1928	20	03	42.3	20.7	12	4.0	6
74	08 Mars 1929	13	55	42.8	20.8	0	3.8	5
75	02 Shtator 1931	01	30	42.9	20.9	0	3.8	5
76	26 Nentor 1931	21	26	42.8	20.7	7	4.2	6
77	27 Nentor 1931	01	29	43.0	20.8	10	4.0	5
78	28 Nentor 1931	11	57	42.9	20.8	20	4.3	5
79	28 Nentor 1931	12	58	43.0	20.9	12	4.9	6
80	19 Prill 1932	02	03	42.8	20.7	22	4.2	5
81	19 Prill 1932	12	03	42.8	20.7	14	4.6	6
82	04 Maj 1932	14	40	42.8	20.7	0	3.8	5
83	27 Shtator 1932	15	59	42.4	20.7	26	4.5	5
84	27 Shtator 1932	17	01	42.4	20.7	0	3.8	5
85	18 Shkurt 1933	11	10	42.1	20.7	0	3.8	5

86	17 Shtator 1933	09	12	42.0	20.7	0	3.8	5
87	22 Qershor 1935	11	20	42.3	21.3	12	4.9	6
88	18 Gusht 1933	16	35	42.3	21.3	20	4.0	5
89	05 Mars 1936	04	12	42.3	21.4	12	4.9	6
90	29 Mars 1936	20	40	42.2	20.9	0	3.8	5
91	29 Mars 1936	21	27	42.4	20.5	20	5.0	6
92	25 Qershor 1937	16	40	42.4	21.2	0	3.8	5
93	09 Mars 1941	18	30	42.9	20.9	7	4.3	6
94	03 Shtator 1943	02	25	42.2	20.8	7	4.0	5
95	26 Shtator 1945	13	42	42.7	20.4	15	4.8	7
96	15 Nentor 1945	07	15	42.7	20.4	0	3.8	5
97	05 Shkurt 1947	23	00	42.7	20.7	0	3.8	5
98	05 Shkurt 1947	05	39	42.7	20.8	9	4.5	6
99	05 Shkurt 1947	15	33	42.5	20.8	16	5.2	8
100	05 Shkurt 1947	17	45	42.8	20.8	0	3.8	5
101	05 Shkurt 1947	23	35	42.8	20.8	5	3.8	6
102	05 Shkurt 1950	15	00	42.6	20.4	7	4.6	6
103	05 Mars 1950	15	15	42.7	20.4	5	3.8	5
104	08 Qershor 1956	10	40	42.3	21.4	15	4.6	6
105	17 Qershor 1959	12	32	42.7	20.3	10	4.0	5
106	17 Qershor 1962	14	03	42.1	20.8	0	3.8	5
107	16 Nentor 1966	20	30	42.2	21.5	3	3.8	7
108	08 Shtator 1970	08	41	41.7	21.1	0	3.9	5
109	15 Shkurt 1971	22	13	42.7	20.1	0	3.8	5
110	10 Gusht 1971	20	43	42.2	21.0	0	3.8	5
111	19 Qershor 1976	21	00	41.7	21.1	0	3.8	5
112	03 Nëntor 1977	09	05	42.9	21.0	0	3.8	5
113	20 Nëntor 1978	09	56	42.9	20.6	0	3.8	5
114	18 Maj 1980	20	03	43.3	21.0	0	6.0	8-9
115	23 Maj 1980	12	27	43.3	21.0	0	4.6	7

Edhe pse numri i hartave të izoseisteve është relativisht i madh, kjo prapëprapë nuk është e mjaftueshme, nga që numri më i madh i këtyre hartave i dedikohet tërmeteve të rajonit Ferizaj-Viti. Këto harta të izoseisteve në përgjithësi më të madhe mbështeten në tërmetin katastrofik që ka ndodhur në vitin 1921 dhe në pasgorditjet kryesore të tij. Në këto harta është dhënë edhe një pjesë e hartës së izoseisteve për tërmetin e Albanikut të datës 18.05.1980, e cila pasqyron pjesën e Kosovës.

Në qoftë se e analizojmë formën e këtyre hartave të izoseisteve, shihet qartë se ajo kryesisht ndjek konturet gjeologjike të rajoneve epiqëndrore. Kështu për shembull, shtrirja e izoseisteve për tërmetet e rajonit Ferizaj-Viti ka drejtim jugperëndim-verilindje, në pajtueshmëri me konfiguracionin e depresionit të Ferizajt.

Në sizmologji janë të njohur aspektet se pleistoseistet përfaqsojnë projektionin e vatrës së tërmetit në sipërfaqe të Tokës. Kështu që dimensionet e pleistoseisteve mund të merren edhe si masë për madhësinë

e vatrës së tërmetit. Këto karakteristika të tyre ofrojnë mundësi për hulumtime të mëtejme nga aspekti i madhësisë së vatrave të tërmeteve, dhe energjisë së tyre dhe në fund edhe nga pasojat që do të lindin nga këto vatra të tërmeteve. Këtu do të cekim vetëm atë se parametri i izoseisteve merret parasysh vetëm në përcaktimin e burimeve sizmologjike për territorin e Kosovës.

Numri i tërmeteve në katalog jepet në tabelën e mëposhtme:

tërmeteve:

Intensiteti i tërmeteve në ballë MSK-64	V	VI	VII	VIII	IX
Numri i tërmeteve	64	30	11	8	2

$$I_0 = 1.8 M - 4.2 \log h + 3.3$$

$$I_0 - I_i = 4.2 \log D^2 + h^2/h$$

Ku janë: I_0 - intensiteti i tërmeteve në epiqendrë, i shprehur në shkallën MSK-64

M - magnituda;

I_i - intensiteti i tërmetit në distancën D_i (km) prej epiqendrës;

h - thellësia e hipocendrës (km);

4.2 - vlera mesatare e koeficientit të dendësisë së intensitetit.

Në bazë të analizës dhe interpretimit të të dhënave sizmologjike, të katalogeve të tërmeteve dhe hartave të izoseisteve, të cilat kanë një rëndësi të madhe për studimet sizmike në territorin e Kosovës, janë siguruar të dhënat kryesore sizmike.

Rajoni epiqendror	Ferizaji, Vitta, Gjilani	Prizreni, Rahoveci	Gjakova	Ujëmira
Nr. i hartave të Izoseisteve	31	4	1	1

3.3. HARTAE INTENSITETEVE MAKSIMALE PËR TERRITORIN E KOSOVËS, PERIUDHA 1900-1985

Kjo hartë përfaqson shpërndarjen e intensiteteve maksimale të vrojtuara, sipas shkallës MSK-64, në territorin e Kosovës në intervalin kohor 1900-1985. Kjo hartë është e ndërtuar nga përgjithsimi i gjitha hartave të izoseisteve për tërmetet që kanë goditur Kosovën për periudhën 1900-1985 (Fig. 2).

Në qoftë se e analizojmë këtë hartë, shifet qartë se i tërë territori i Kosovës është prekur nga goditjet sizmike. Vetëm një pjesë e territorit të Kosovës, pjesa pefëndimore e saj karakterizohet me shkallë të ulët të intensitetit (VI balle MSK-64), ndërsa pjesa më e madhe e territorit të saj karakterizohet me shkallë të lartë të intensitetit sizmik: VII, VIII, dhe IX balle MSK-64. Me shkallën IX ballë të intensitetit sizmik karakterizohet territori i Ferizajit.

Në këtë hartë (Fig.2), siç shihet nuk janë marrë parasysh tërmetet me shkallë të intensitetit IX ballë MSK-64 të periudhës deri në 1900, sepse për ato tërmete nuk egzistojnë hartat e izoseisteve.

3.4. HARTAE EPIQENDRAVE TË TËRMETEVE NË TERRITORIN E KOSOVËS, PERIUDHA 1900-1985

Harta e epiqendrave të tërmeteve të Kosovës kallëzohet në Fig.3, e përpiluar duke u mbështetur në katalogun e tërmeteve për territorin e Kosovës që përfshin edhe të dhënat për tërmetet e dobëta,

Harta e zones së tërmeteve me intensitet maksimal (M C S) për Kosovën 1900-1985

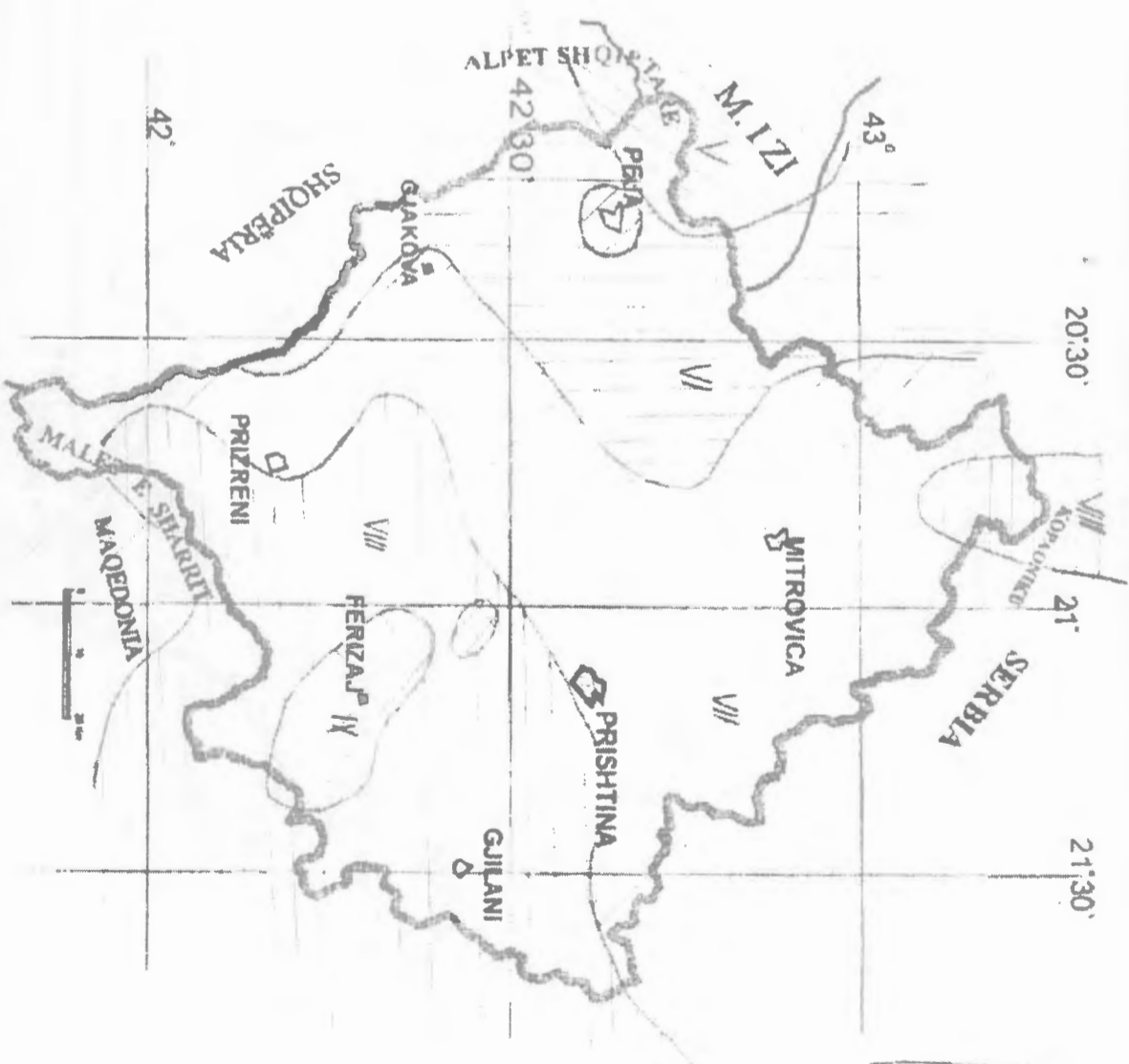


Fig. nr. 2

Harta e epigëndrave për Kosovën, e punuar në baze të dhënave të Balkan-Projektit i 1976 1900-1985 M>3.8

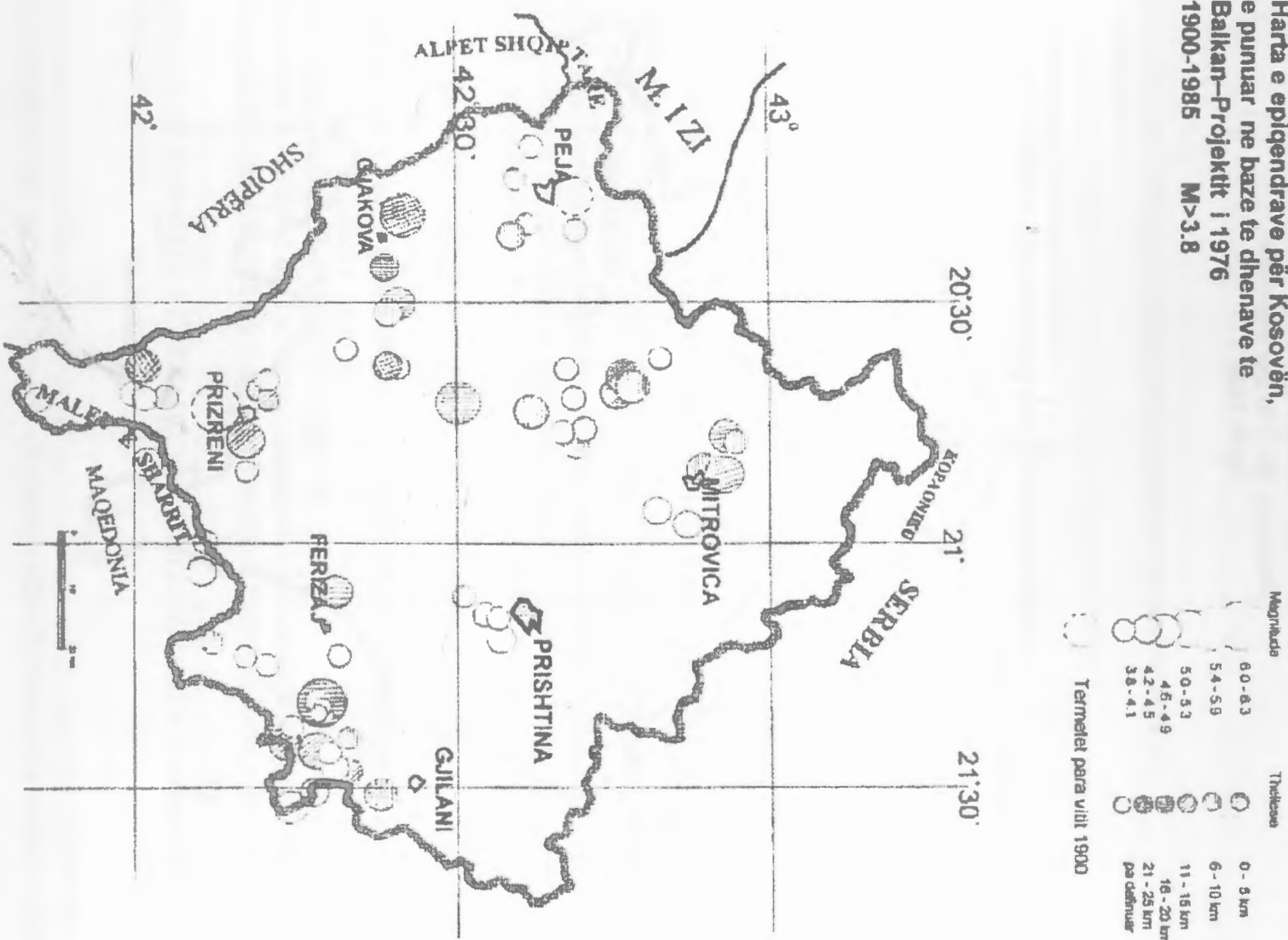


Fig nr 3

duke filluar prej atyre me magnitudë 3.8 dhe më të mëdha, respektivisht prej intensitetit V ballë e lart. Si shihet nga legjenda e hartës, epigëndrat janë evidentuar me rrahë me rrezin përkatëse sipas magnitudës së tërmetit. Thellësia e hipogëndrës së tërmeteve në legjendë është e shprehur në km. Kjo hartë tregon zonat në Kosovë që janë goditur nga tërmete autoktone.

Këto janë rezultatet më të rëndësishme dhe faktorë të pazëvendueshëm, të cilët tregojnë se pjesa më e madhe e territorit të Kosovës, saktësisht pjesa më e madhe e gytetëve dhe vendbanimeve të tjera, janë të vendosura mbi vatrat e tërmeteve autoktone e që ndodhen në thellësi të caktuarra të kores Toksore.

Ky rezultat është faktor tejjet më rëndësi, që përcjell vazhdimisht aktivitetet sizmike dhe në studimin e përpunimin e masave mbrojtëse prej tërmeteve, pavarësisht prej madhësisë së tërmeteve. Prezenca e tërmeteve lokale, edhe atyre me shkallë të ulët, për një rajon, tregon për rrezikun që i kanoset rajonit nga ato.

Në goftë se e shqyrtojmë hartën e epigëndrave (Fig.3), shihet qartë se me egzistencën e hipogëndrave autoktone të tërmeteve karakterizohen rajonet e gjera të terreneve si vijon: Ferizaj-Viti-Kaçanik, Prishtinë, Skënderaj, Gjakovë-Rahovec-Prizren-Dragash dhe Pejë. Thellësia e hipogëndrave të këtyre tërmeteve është e ndryshme, por nuk i kalon të 25 km. Kështu pra, bëhet fjalë për tërmete të cekta, që dëshmon qartazi se edhe tërmetet me shkallë të ulët të intensitetit për shkak të thellësisë së vogël, në sipërfaqe mund të manifestohen me shkallë të lartë të intensitetit. Në bazë të të dhënave të deritanishme egzistuese, thellësia mesatare e hipogëndrave për tërmetet në territorin e Kosovës lëviz në kuftë 10-15 km, por ka edhe raste të rralla, kur nuk ka pasur mundësi të caktohet thellësia e hipogëndrës, siç shihet nga katalogu dhe hartat. Thellësia mesatare e hipogëndrave të tërmeteve për disa zona epigëndrore, jepet në tabelën e mëposhtme [6,7].

4. SIZMOTEKTONIKA E KOSOVËS

Sinteza dhe analiza e të dhënave neotektonike dhe korelimi i tyre me të dhënat sizmologjike është parakusht për vlerësimin e aktivitetit sizmotektonik [1,4,10,11]. Proceset e reja tektonike që manifestohen kohë pas kohë si dukuri sizmike, siç janë tërmetet e lidhur me shkëputjet aktive.

Zona Epigëndrore	Ferizaji, Viti, Kaçaniku	Prishtina	Skënderaj	Peja	Gjakova, Rahoveci, Prizreni, Dragashi
Thellësia e hipogëndrës	15	5-10	10	10	20

Studimi i morfologjisë së shkëputjeve dhe klasifikimi i tyre nga aspekti i vlersimit të rrezikut sizmik ka rëndësi parësore.

Duhet theksuar se të dhënat sizmike egzistuese na japin një informacion të mirë për aktivitetin tektonik të shkëputjeve për një periudhë të shkurtër kohe, dhe siç shihet nga të dhënat sizmike për territorin e Kosovës egzistojnë të dhëna të plota vetëm për shekullin e fundit, ndërsa për periudhën e mëhershme posedohet një dokumentacion vetëm për tërmetet e fuqishëm.

Në bazë të ballafaqimit të të dhënave egzistuese gjeologo-neotektonike dhe sizmologjike mund të jepen karakteristikat sizmotektonike të Kosovës më në detaje se sa të dhënat e ofruara nga statistikat sizmologjike. Parë në këtë kupim, këtu do të shtjellohen këto çështje:

1. Zonat e shkëputjeve aktive dhe aktiviteti i tyre sizmotektonik,
2. Zonat e burimeve sizmike.

4.1. Zonat e shkëputjeve aktive dhe aktiviteti i tyre sizmotektonik

Harta e shkeputjeve aktive te Kosoves

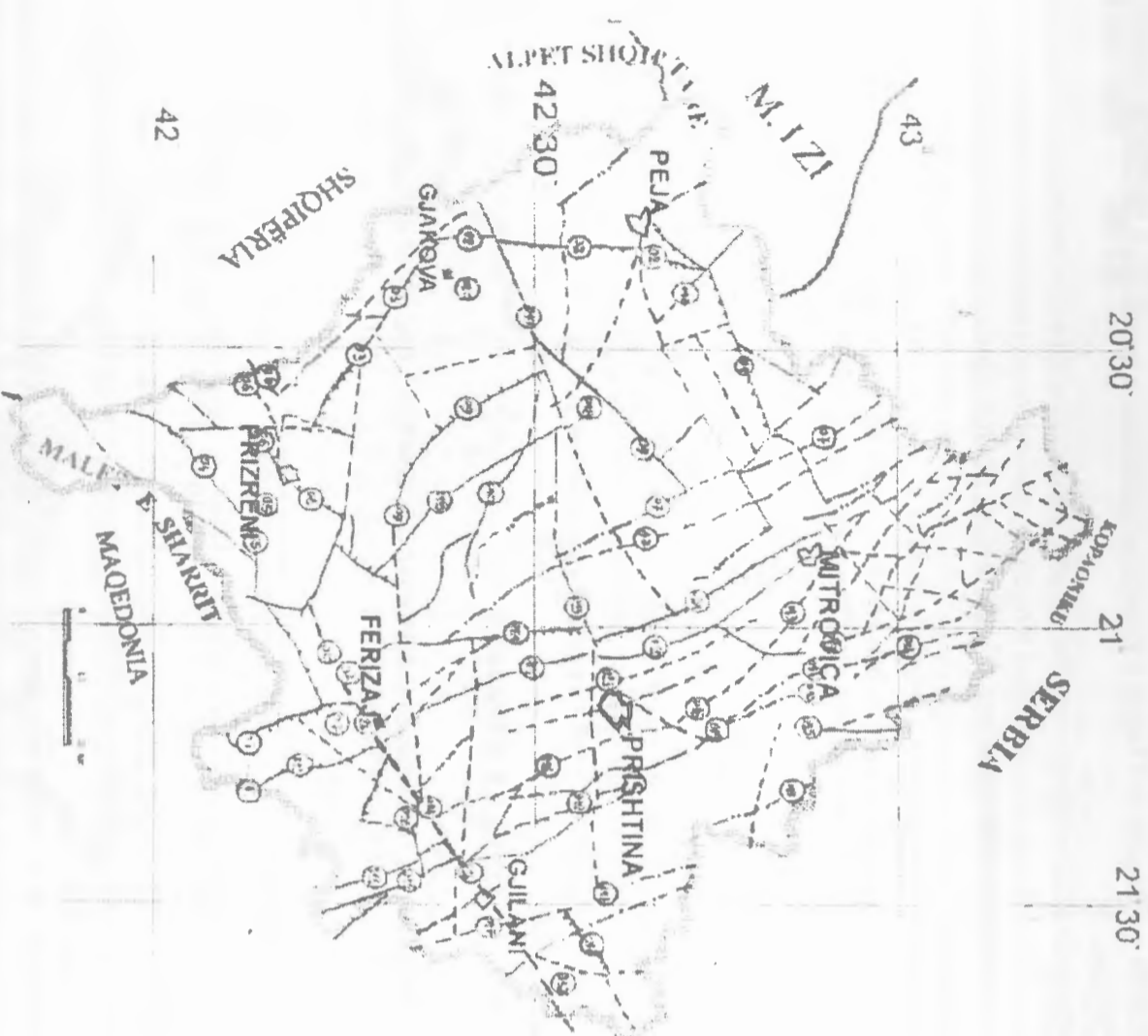


Fig. 4

Për territorin e Kosovës është me shumë rëndësi pasqyrimi i shkeputjeve të cilat kanë qenë aktive në etapën më të re të orogjenezës Alpine, që kanë kushtëzuar elementët kryesorë neotektonikë dhe janë aktive edhe tani. Ato janë pothuajse tërësisht shkeputje normale.

Shkeputjet neotektonike, të cilat përfaqësojnë kufijtë natyralë të blloqeve morfostrukturore, janë paraqitur në një hartë (Fig. 4), në të cilën ato shënuar me numra prej 01-026, dhe emërtimet e të cilave janë si vijon [6,7]:

01 Vrellë-Istogë	011 Zona e Babovcit	021 Qiqavicë
02 Pejë-Deçan	012 Kopaonik-Llojanë	022 Shtimicë
03 Ribnik	013 Grashinë	023 Prishtinë-Gillogofçë
04 Sharr	014 Slakovicë	024 Villasina-Lepencë
05 Ostrovicë	015 Kaçandollitë	025 Dubnicë
07 Radushë	017 Ropotovë-Lecë	
08 Lepenc	018 Drini i Bardhë-Therandë	
09 Obrovç	019 Klinë	
010 Bellanicë	020 Drini i Bardhë-Ribnikë	

Shkeputjet më të shprehura në anën veriore, përfundimore dhe jugore të Depresionit të Dukagjinit janë: 01, 02, 03 dhe 06. Me këto shkeputje është i lidhur sizmiciteti, i cili këtu është manifestuar në sh kujt e fundit. Të gjitha të dhënat tregojnë se shkeputjet e lartpërmendura janë sizmogene dhe bartëse të tërmeteve të fuqishme.

Morfologjia e shkeputjeve dhe raporti i tyre me Depresionin e Dukagjinit dëshmojnë se edhe në të ardhmen në këto treva mund të ndodhin tërmetet me magnitudë 6.0-6.5.

Vatra më e rëndësishme sizmike e Kosovës është ajo e Vitisë, në të cilën zonë në vitin 1921 ka ndodhur tërmeti më i fuqishëm në Kosovë, me magnitudë 6.2 dhe intensitet IX ballë MSK-64. Egzistenca e shkeputjeve tërthore dhe asaj të Lepencit, prezenca e dukurive vullkanike dhe burimeve të ujrave termal, dëshmojnë për një aktivitet të lartë, ku edhe në të ardhmen mund të priten tërmete me magnitudë 6.0-6.5.

Rajoni i Albanikut (Kopaonikut), në veri të Mitrovicës, ku ka qenë i shprehur vullkanizmi gjatë neogjenit, karakterizohet me aktivitet të lartë sizmik, i cili është dëshmuar me tërmetin e vitit 1980 me magnitudë 6.0. Këtu edhe në të ardhmen mund të priten tërmetet me magnituda 5.5 - 6.0.

Gjatë vlerësimit të rezikut sizmik kryesisht merren parasysh të dhënat statistikore mbi tërmetet dhe kërkohet lidhja e tyre me strukturat gjeologjike egzistuese.

Kriteri gjeologjik është i lidhur me proceset që janë zhvilluar gjatë etapës neotektonike kur janë formuar njësitë morfostrukturore, bazamentit i relievit të sotëm.

Sipas të dhënave egzistuese, që i kemi prezantuar më parë, treva e Dukagjinit përfaqëson pjesën më aktive sizmotektonike të Kosovës. Sipas kriteve gjeologjike në këtë pjesë të Kosovës mund të ndodhin tërmetet më të fuqishme se sa ata që kanë ndodhur ($M=6.1$, Prizren).

Për pjesët e tjera të Kosovës, kriteri gjeologjik nuk na mundëson të japim ndonjë vlerësim i cili do të ndryshojë njohurit e deritanishme mbi aktivitetin sizmotektonik, respektivisht prej njohurive që i kemi prezantuar më herët.

**Harta e burimeve sizmogjene për Kosovën,
duke u mbështetur në tërmetet e goditura
1900-1985
M>3.8**

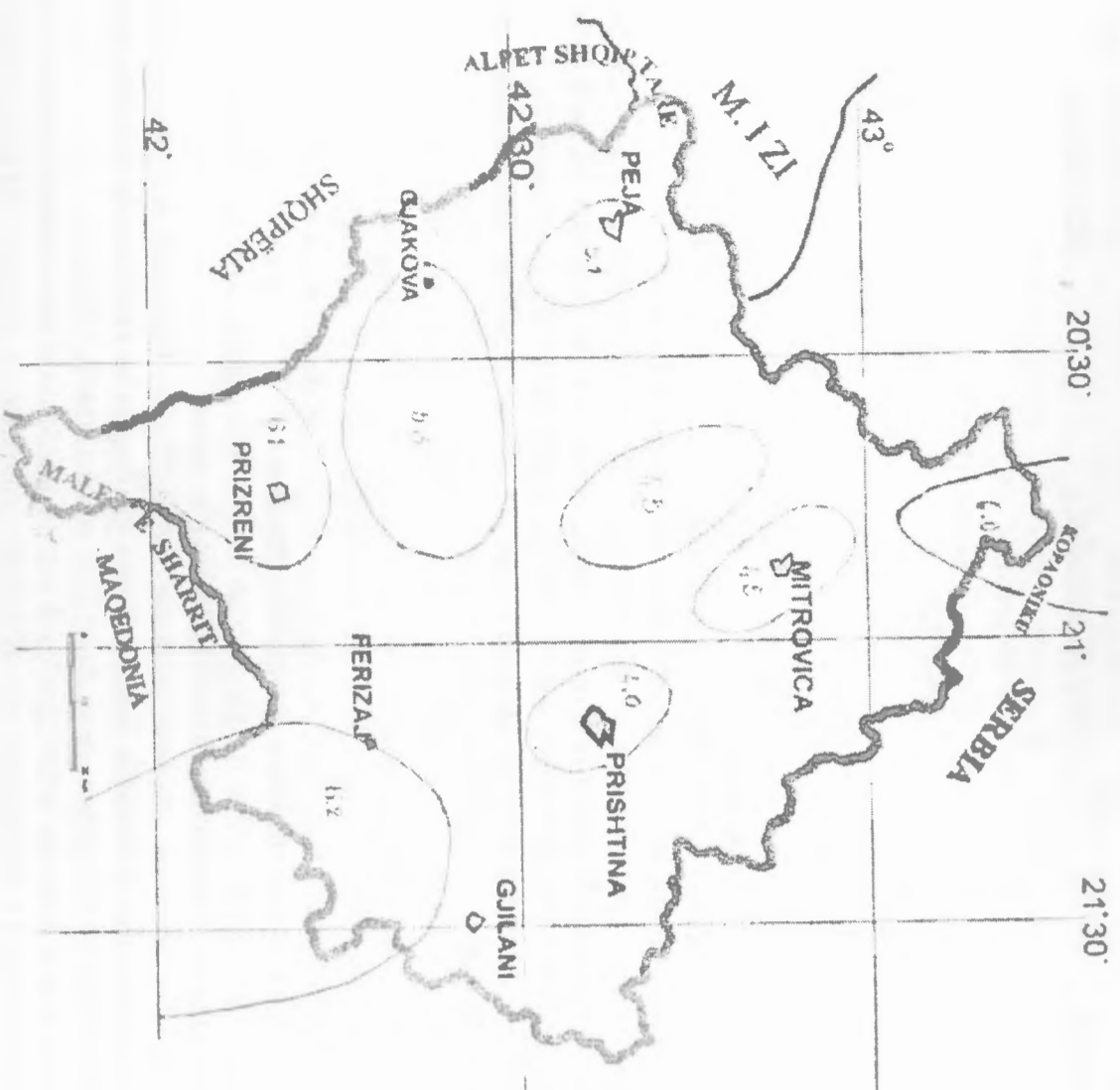


Fig. nr. 5

4.2. Harta e burimeve sizmogjene në territorin e Kosovës

Kjo hartë (Fig.5) është përpiluar duke u bazuar në hartën epiqëndrore, duke i rrethuar disa zona epiqëndrore me kufinj, në të cilat në aspektin hapsinor tregohen burimet sizmogjene. Për këtë arsye kjo hartë përfaqson gjendjen e ndodhur faktike dhe mbështetet në periudhën 1900-1985. Kjo hartë percakton pozicionin, orientimin dhe madhësinë e disa burimeve sizmogjene. Në brendi të secilës zone është e shënuar magnituda e tërmetit më të fuqishëm në atë zonë. Në goftë se e analizojmë këtë hartë, do të shohim se në territorin e Kosovës veçohen këto burime sizmike: Viti-Kaçanik, Prishtinë, Skenderaj, Pejë, Gjakovë-Ferizaj, Prizren-Dragash dhe Albanik (Kopaonik). Vlerat më të larta të magnitudës përkatësisht për këto zona janë: 6.2, 3.8, 4.5, 5.1, 5.3, 6.1, 6.0

Në këtë mënyrë me ndihmën e kësaj hartë kemi caktuar pozitën, madhësinë dhe orientimin e burimeve prej nga gjenerojnë tërmetet në territorin e Kosovës. Kjo hartë siç do të shihet më vonë, do të gjejë aplikim konkret në rajonizimin sizmik të Kosovës.

Siç shihet prej kësaj hartë, territori që e kemi emërtuar Viti-Kaçanik përfaqson burimin sizmik më të fuqishëm, në të cilin ka ndodhur tërmeti më i fortë autokton, ai i vitit 1921, me magnitudë 6.2 dhe intensitet në sipërfaqe prej IX ballë MSK-64.

5. PËRFUNDIME

Gjatë përgatitjes së këtij artikulli, metodologjia e ballafaqimit të të dhënave egzistuese sizmologjike me të dhënat gjeologo-neotektonike ka patur përparësi të ndjeshme [6,10].

Hulumtimet sizmotektonike të kryera për territorin e Kosovës dëshmojnë për një potencial të lartë sizmik dhe domosdoshmërinë e vazhdimit dhe të intensifikimit të hulumtimeve sizmologjike.

Territori i Kosovës përfaqson një rajon të rralë në aspektin gjeologjik, të cilin e karakterizon një ndërtim i ndërtikuar gjeologo-tekonik. Në ndërtimin gjeotektonik të Kosovës dallohen dy njësi të mëdha: Masa Dardane, në pjesën lindore, dhe Dinaridet e Brendshme në pjesën perëndimore të saj. Territori i Kosovës karakterizohet me një tektonikë tepër intensive, me trudhosje e shkëputje, shpesh me drejtim shtirje VP-JL, si dhe me një veprimtari vullkanike të shënuar. Nisur nga kjo tektonike intensive, kuptohet pse Kosova paraqet një terren tepër aktiv sizmik, ku ka gjasa për tu goditur edhe në të ardhmen nga tërmete të fuqishëm autoktonë. Territori i Kosovës në aspektin sizmologjik, përveç dukurisë së tërmeteve autoktone, i nënshtrohet edhe goditjeve të fuqishme nga tërmetet e largët.

Duke u bazuar në të dhënat e shekullit të XX-të mbi sizmicitetin dhe në sintezën sizmotektonike të kryer në këtë artikull, janë dalluar këto zona të burimeve sizmike në Kosovë: Ferizaj-Viti-Kaçanik (tërmeti më i fortë që goditi atë ishte me magnitudë M=6.2), Prishtinë (M=3.8), Skenderaj (M=4.5), Pejë (M=5.1), Gjakovë-Rahovec (M=5.3), Prizren-Dragash (M=6.1) dhe Albanik (Kopaonik, me M=6.0). Nga këto zona të burimeve sizmike gjenerojnë tërmetet autoktonë në Kosovë.

LITERATURA

- Aliaj, Sh. 1988 Neotektonika dhe Sizmotektonika e Shqipërisë. Disertacion për gradën shkencore "Doktor i Shkencave". Arkivi i Institutit Sizmologjik, Tiranë
- Aliaj, Sh. 1998 Neotectonic structure of Albania. AJNTS, Nr.4
- Angelkoviç, M. 1985 Tektonska rajonizacija Jugosllavije.
- Arsovski, M. 1973 General characteristics of neotectonic structure on the territory of Yugoslavia. Seminar on Seismotectonics of Balkan Region. Dubrovnik, Problemi neotektonike Jugosllavije. Jugoslovenski Geoloski Kongres. Bled, 1974.
- Arsovski, M. 1974 Tiparet themelore sizmotektonike të Kosovës. Mikroteza, Fakulteti Gjeologji-Miniera, Tiranë
- Elezaj Z. 2001 Tiparet themelore sizmotektonike të Kosovës. Mikroteza, Fakulteti Gjeologji-Miniera, Tiranë
- Univerziteti Politeknik, Tiranë.
- Elezaj Z. 2001 Karakteristikat kryesore sizmotektonike të Kosovës. Referat i mbajtur në Konferencën e 3-të Kombëtare "Gjeomjedisi 2001", Tiranë 23-24 Shtator 2001.
- Stojkoviç, M. Mihajlov, V. 1976 Seismicko reoniranjia na teritorijata ne SR Makedonija, Skopje, 1976.
- Sulstarova, E., Kocija, S. 1975 Katalogu i tërmeteve të Shqipërisë. Akademia e Shkencave Tiranë.
- Sulstarova, E., Kocija S., 1980 Rajonizimi sizmik i Shqipërisë (shqip e anglisht). Shypshkronja "Mihal Duri" Tiranë.
- Aliaj, Sh. 2001 Seismic hazard assessment of Albania. AJNTS, Nr. 10, 2001.

ABSTRACT

The combination of seismological data with geological ones has the priority during this seismotectonic analysis. The seismotectonic investigations carried out in Kosovo show a high seismic potential. Two large units are distinguished in Kosovo geotectonic framework: Dardan Masse in eastern part and Inner Dinarides in western one. The Kosovo territory represents a rare geological region, characterized by intensive folding and faulting, generally NW extending, and by a marked volcanic activity. It represents an active seismic area, where the strong earthquakes have occurred and can also occur in the future.

Based on the XX century data of seismicity and on the seismotectonic synthesis, the following seismic source zones are distinguished in Kosovo: Ferizaj-Viti-Kaçanik ($M=6.2$), Prishtinë ($M=3.8$), Skënderaj ($M=4.5$), Pejë ($M=5.1$), Gjakovë-Rahovec ($M=5.3$), Prizren-Drageash ($M=6.1$) and Albanik (Kopaonik, $M=6.0$). From these seismic source zones can be generated in the future the earthquakes in Kosovo.

PROBLEME HIDROGJEOKIMIKE TË UJËRAVE TË VENDORIMEVE KARBONATIKE TË NAFTËS TË SHQIPËRISË

Xhezmi XHEMALAJ

Hyrje

Përbërja kimike e ujrave të vendburimeve të naftës nuk është e njëjtë. Ato nuk janë formuar nga një evaporim apo hollim i thjeshtë i ujit të sedimentimit (në rastin e karbonateve nga uji i detit). Përqëndrimet dhe raportet e përbërësve të tretur në ujrat e vendburimeve të naftës varen nga origjina e ujit dhe nga çka ndodhur me të (ujin) që kur ai hyn në ambient nëntoksor.

Për shembull, disa ujra janë kurtuar gjuhë sedimentimit, ujra të tjerë kanë infiltruar nga sipërfaqja nëpërmjet çveshjeve sipërfaqësore të kushtëzuara nga zhvillimi gjeologjik i rajonit, disa ujra janë përzierje të ujrave të sedimentimit me ato të infiltrimit dhe të gjithë këta, gjatë jetës së tyre të përbashkët kanë dhënë e marrë me shkëmbin dhe hidrokarburet duke modifikuar përberjen e tyre.

1. SHPËRNDARJA E BENZENIT DHE HOMOLOGEVE TË TIJ NË UJRAT E VENDORIMEVE TË NAFTËS

Nga gjithë treguesit organik të analizuar, benzeni dhe homologet e tij në ujra kanë një rëndësi të veçantë. Rëndësia e tyre lidhet me vet kërkimin e naftës. Metodika e marrjes, analizimit dhe përpunimit të të dhënave është dhënë në një artikull tjetër (5), për pasojë nuk po zgjatëm më tej. Benzeni dhe homologet e tij janë përcaktuar me gazkromatograf të markës Carlo Erba 4200 me detektor me flakë jonizimi.

1.1 Përbajtja e benzenit në horizontet joproduktive

Përbajtja e benzenit në rajonet me qarkullim aktiv ujrash është zero. Vlera të tilla takohen në ujrat e depozitimeve të suitës "Rrogozhina" (N_2) e depozitime të mesiniantit (N_3), në burime sipërfaqësore, etj. Megjithatë, vlera të ulta të përbajtjes së benzenit takohen në disa burime sipërfaqësore, duke qënë kështu dëshmi të preardhjes së thellë të këtyre ujrave dhe të kontaktimit të tyre në thellësi me naftën apo me ujra të një horizonti naftëgazmbajtës. Vlera të ulta të përbajtjes së benzenit (0.003 deri 0.7 mg/lit) janë marrë edhe në disa puse që kanë kapur zonën e sipërme me qarkullim intensiv ujrash, si në Kalcat, Butrint, etj.

1.2 Shpërndarja e benzenit dhe homologeve të tij në ujrat e vendburimeve të naftës

Në përgjithësi takohet një diapazon i gjerë i vlerave të përbajtjes së benzenit në ujrat e vendburimeve tona të naftës, por ato asnjëherë nuk bëhen zero. Ndërsa, për homologët e benzenit dhe sidomos etilbenzeni dhe ksilenet ndodh që edhe nuk takohen, veçori kjo e lidhur me kushtet hidrogeologjike të ndodhjes së këtyre ujrave.

Vlerat më të ulta takohen në ujrat e vendburimeve të Drashovicës, Visokës, Ballshit dhe vlera më të larta në ujrat e vendburimeve të Mollajt, Kallmit, Amonicës, Gorrishit dhe Kuçovës (tab. 1). Fraksioni deri në 200°C , aromatik në fraksionin deri 200°C , dhe aromatik ndaj naftës shprehen në % në peshë

Krahasimi i vlerave të përbajtjes së benzenit në ujra është bërë në varësi të kushteve hidrogeologjike të ndodhjes së vendburimeve dhe vetive fiziko-kimike të naftave të tyre, të shprehura këto me treguesit e mineralizimit të përgjithshëm, temperaturës së shtesës dhe thellësisë mesatare të shtrirjes së vendburimeve, etj., (tregues këto të kushteve hidrogeologjike të shtrirjes së vendburimeve) dhe përbajtjes së fraksionit deri në 200°C dhe përbajtjes së aromatikëve të radhës së benzenit në fraksionin deri në 200°C , (tregues këto të vetive fiziko-kimike të naftave).

Duhet theksuar se, veçori të tilla si kushtet e qeta hidrogeologjike, pra thellësi e madhe shtrirjeje, temperatura dhe mineralizimi i rritur, u korrespondojnë vlera më të larta të përbajtjes së aromatikëve të radhës së benzenit të tretur në ujra dhe e kundërta. Kështu, psh, në ujrat e vendburimeve të Mollajt, Amonicës, Gorrishit, takohen vlera më të larta të benzenit dhe homologëve të tij, dhe e kundërta vërehet në ujrat e vendburimeve Vurg, Ballsh, Visokë, Driza, Drashovicë me qarkullim

Tabele 1 - Treguesit kryesor hidrogeokimik te vendburimeve te naftes

Treguesit	Vendburimet e Naftes									
	Vurgu	Ballshi	Visoka	Gorishi	Koculi	Amonica	Sheqisht	Kallm	Mollaj	
Thellësi(m)	1663	1211	1543	1019	1299	2527	1828	2320	3455	
Temperatur(°C)	33.5	37.2	45.3	33.4	39	54	50	58	66.5	
Miferalizimi(gr/lit)	20	23.8	15.9	85	95	87	34	37	90	
Densiteti naftes	0.982	0.9985	1.0143	0.9591	0.9573	0.9013	0.9944	0.9737	0.9379	
Fraksioni deri 200°C	3.76	9.42	7.86	11.05	10.99	17.85	6.72	8.85	13.41	
Aromatik ne ft.200°C	5.75	15.47	15.21	13.6	15.24	12.28	19.05	24.45	20.94	
Aromatik ndaj naftes	35.9	40.1	42.8	36.5	36.9	32.1	40.7	38.1	34.3	
Aromatik ne ujek(mg/l)										
Benzen	0.704	0.467	0.81	1.086	0.2	2.703	2.42	4.344	5.868	
Toluen	0.16	0.643	0.84	0.96	0.41	0.765	0.477	0.571	4.375	
Etilbenzen	gj	0.277	0.16	0.2	0.086	0.114	0.16	0.071	0.347	
Paraksilene	gj	0.145	0.13	0.12	0.037	0.089	0.137	0.057	0.4	
Metaksilene	gj	0.216	0.24	0.15	0.083	0.093	0.247	0.114	0.933	
Ortoksilene	gj	0.22	0.18	0.16	0.079	0.11	0.158	0.085	0.747	

Shenimi:

gj - gjurme (vlera me te vogla se 0.001 mg/lit)

me të madh ujrash.

Analiza korelative midis përmbajtjes së hidrokarbureve aromatike në ujra dhe përmbajtjes së fraksionit deri në 200°C, flet për një varësi lineare. Koeficientët e korelacionit rriten akoma më shumë kur krahasojmë përmbajtjen e aromatikëve në ujra me produktin: përmbajtja e fraksionit deri në 200°C me përmbajtjen e aromatikëve në fraksionin deri në 200°C.

Një varësi e zhdrejtë vihet re kur krahasojmë përmbajtjen e aromatikëve në ujra me densitetin e naftën me të cilin ato kontaktojnë. Me fjalë të tjera: rritja e densitetit të naftës, shqetëson përmbajtje të ulët të fraksionit deri në 200°C dhe produkt përmbajtje e fraksionit deri në 200°C me përmbajtjen e aromatikëve në këtë fraksion të ulët, faktorë këto që çojnë në vlera të ulta të aromatikëve në naftë dhe për pasojë në vlera të ulta të përmbajtjes së aromatikëve të tretur në këto ujra dhe anasjelltas. Raporti toluen/benzen në nafta është i lartë, gjithmonë më i lartë se 1(mesatarisht 5.5 në naftat e vendit tonë), ndërsa po ky raport në aromatikët e tretur në ujë rezulton rreth vlerës 1. Ndryshimi i dukshëm spjegohet me tretshmëritë e ndryshme të benzenit dhe toluenit në ujë. Benzeni tretet 3.3 herë më shumë se tolueni dhe për pasojë raporti toluen/benzen në ujë zvogëlohet në mënyrë të dukshme në krahasim me po këtë raport në benzina.

Raportet e tjera: metaksilen/ortoksilene dhe paraksilene/ortoksilene në ujrat e vendburimeve të naftës dhe në benzina janë thuajse të përafërta pasi edhe tretshmëritë e këtyre homologëve janë thuajse të njëjta.

1.3 Kriteret e përdorimit të benzenit dhe homologëve të tij në kërkimin e naftës.

Mbështetur në analizën e bërë mbi shpërndarjen e benzenit dhe homologëve të tij në ujra rezultojnë:

- Vlëra zero të përmbajtjes së benzenit takohen vetëm në horizontet joproduktive dhe larg shtatimeve të naftës.
- Në ujrat e vendburimeve të naftës nuk takohen vlëra zero të përmbajtjes së benzenit. Por në ujrat e vendburimeve të naftës takohen vlëra zero të përmbajtjes së homologëve të benzenit si etilbenzeni dhe ksilenet. Kjo lidhet me vetitë fiziko-kimike të naftave me të cilat kontaktojnë këto ujra. Kështu vlëra zero për homologët e përmendur takohen në vendburimin e Drashovicës, në ujrat e pjesës veriore të vendburimit të Visokës, në ujrat e pjesës jugore të "Drizave" dhe në ato të vendburimit të Vurgut. Vlërat zero lidhen me faktin e kontaktimit të këtyre ujrave me nafta të rënda të biodegraduara.

- Në ujërat e zonës së sipërme hidrogeologjike me garkullim intensiv ujrash në kompleksin karbonatik takohen vlëra të ulta të përmbajtjes së benzenit. Duhet theksuar se kompleksi karbonatik është kompleksi kryesor naftëmbajtës i vendit tonë dhe vlërat e përmendura të benzenit lidhen me tretshmërinë e lartë të tij në ujë. Vlëra të ulta të përmbajtjes së benzenit takohen edhe në ujrat e thellësisë larg kontaktit me naftën, si në pusët e Vanës, Sasaj dhe Treblovë.
- Me afirmimin drejt shtatimit, vlërat e përmbajtjes së benzenit në ujë rriten shumë. Kështu në ujrat e kontaktit anësorë të vendburimit të Amonicës kapen vlëra 0.29 mg/lit; Kreshpanit 1.42 mg/lit dhe Visokës 0.27 mg/lit. Vlëra këto që tentojnë të arrijnë vlërat e benzenit të kapura në ujrat e këtyre vendburimeve. Po kështu edhe në vertikaltet me afirmimin drejt kontaktit naftë-ujë vlërat e benzenit rriten.
- Vlërat e benzenit dhe të homologëve të tij në ujra duhen gjykuar në bashkësi me të gjithë të dhënat e tjera si, tipi i naftës, përmbajtja e fraksionit deri në 200°C, përmbajtja e aromatikëve në fraksionin deri në 200°C, të kushteve hidrogeologjike të ndodhjes së tyre, të veçorive hidrokimike, etj. Në fund të fundit, sa më shumë ti afrohet vlëra e benzenit të kapur në ujrat e marra në një pus kërkimi, vlërat së përmbajtjes së benzenit në ujrat e vendburimeve (për kushte të ngjashme hidrogeokimike), aq më afër shtatimit të naftës ndodhet pusi i shpuar.

2. ASPEKTE HIDROKIMIKE TË UJRAVE TË VENDBURIMEVE TË NAFTËS

Ujrat e vendburimeve të naftës karakterizohen nga një diapazon i gjerë i përqendrimeve të joneve të tretur në to. Kështu, në bazë të mineralizimit të përgjithshëm (tab.2), ujrat e vendburimeve të naftës grupohen në:

- ujra me mineralizim të vogël, ku futen ujrat e vendburimeve Hekal, Visokë, Vurg dhe Ballsh me vlëra mesatare 15 - 25 gr/lit.
 - ujra me mineralizim mesatar, ku futen ujrat e vendburimeve Bubullimë e Kolonjë, me vlëra 36-42 gr/lit.
 - ujra me mineralizim të lartë, ku futen ujërat e vendburimeve Cakran, Gorishtë, Amonicë, Mollaj, Kocul dhe Gernec me vlëra 65 - 100 gr/lit.
- Po kështu, sipas raportit rNa/rCl ujrat e grupuara në "a" kanë vlëra të larta të këtij raporti dhe për

Tabele 2- Treguesit kryesor hidrokimik te ujerave te naftes

Nr	Vendburimi	Pusi	Thellësi _r (Na+K) (m)	Treguesit hidrokimik kryesor te ujerave te vendburimeve te naftes												
				rCa mek/lit	rMg mek/lit	rCl mek/lit	rSO4 mek/lit	rCO3 mek/lit	rHCO3 mek/lit	Iod mg/lit	Brom mg/lit	Bor mg/lit	Min. Pergj gr/lit			
1	Vurgu	Vu-14	1900	352.7	1.5	22	295	0	36	45.6	2.1	2	0	0	14.4	
2	Ballshi	Vu-18	1650	395.6	12	19	365	1.6	0	60	2	2	0	0	24.2	
3	Hekali	Ba-15	1730	236	10	11	240	0.69	1.6	15.3	20	0	0	0	15	
4	Visoka	Ba-52	1300	545	122	48	660	32	0	23.6	12.4	72	0	0	41.1	
5	Gorishti	Kb-17	1850	301	18	22	300	1.3	0	41	2	20	48	0	19.5	
6	Koculi	He-21	1925	242	14	20	230	2	0	44.2	1	17	46	0	15.6	
7	Gerneci	651	1015	39	0.7	1.7	4.2	1.2	1.2	6.5	0	0	0	0	1	
8	Amonica	641	1900	564	40	29	610	18	0	4.9	0	0	0	0	3.6	
9	Cakran	Go-2	1500	1512	92	54	1595	36	36	21	70	45	225	0	96.4	
10	Mollaj	Go-92	1400	1213	70	58	1260	38	0	43.2	22.5	54.5	220	0	77.9	
		Ko-11	1650	1107	112	24	1190	24	0	28.8	24.6	58	100	0	72.3	
		Ko-29	1300	1487	122	36	1575	34	0	36	25	151	150	0	95.7	
		Ko-17	1830	1349	98	40	1420	34	0	36.6	18	67	183	0	95.7	
		Gr-5	2300	1565	122	50	1670	34	0	33	1.6	206	222	0	85.5	
		Am-2	2750	1213	61	44	1280	5	0	33	7.6	43	140	0	100	
		Ca-22	4200	1125	68.4	36	1155	26	0	25	1.6	227	198	0	76.4	
		Ca-25	3550	1061	48	28	1070	26	0	48.4	13.5	95	162	0	71.4	
		Mo-1	3560	1419	154	47	1565	22	0	41.6	20	104	131.2	0	66.2	
		Mo-2	3550	1268	200	36	1440	40	0	33	5.6	179	235	0	93.9	
										2.4	3	180	210	0	85.3	

pasojë tipi kimik rezulton sulfat dhe hidrokarbonat - natriumi, ndërsa ujrat e grupeve "b" dhe "c" karakterizohen nga vlera të vogla (<1) të këtij raporti dhe për pasojë u përkasin tipeve kloro - magnezial dhe kloro - kalcitik.

Raporti ndryshimi i mineralizimit të përgjithshëm me thellësinë e ndodhjes (dMp/dz) se këtyre ujrave , që shpreh rritjen e mineralizimit me thellësinë është i ulët për ujrat e grupit të parë dhe shumë më i lartë për ujrat e grupit të dytë dhe të tretë.

Këto karakteristika shprehin në një farë mase shkallën e mbylljes hidrogeologjike dhe në fund të fundit lidhen me kushtet e ruajtjes së grumbullimeve të naftës. Këto kushte përmirsohen duke shkuar nga "a" drejt "b" dhe "c".

Sipas përmbajtjes sulfate dallojmë:

- a- ujra me përmbajtje sulfatesh më pak se 1%. Këtu futen ujrat e vendburimeve Vurg, Hekal, Bubullimë, Kolonjë, Visokë.
 - b- ujra me sulfate 1 - 2%, futen ujrat e vendburimeve Ballsh e Cakran.
 - c- ujra me sulfate mbi 2%, futen ujrat e vendburimeve Kocul, Mollaj, Amonicë, Gërmec e Gorrishit. Përgjithësisht vlerat e larta të sulfateve shoqërohen me vlera të ulta të karbonateve dhe e kundërta, duke ilustruar kështu fenomenin e reduktimit të sulfateve, pasurimin e ujërave me bikarbonate dhe gaz sulfhidrik, fenomen që mund të zhvillohet vetëm në prani të bakterieve (psh. sporovivrio desulfuricans). Duhet përmendur që midis përmbajtjes së sulfateve në ujra, gazit sulfhidrik dhe squfurit të përgjithshëm në naftë ka lidhje reciproke.
- Raportet e tjera rNa/rMg dhe rCa/rMg flasin në një farë mase për proceset e dolomitizimit në shkëmb dhe kontaktit të ujrave me këto shkëmbinj.

3. KRAHASIMI I UJRAVE TË VENDBURIMEVE TË NAFTËS ME UJIN E DETIT TË EVAPORUAR

Lidhjet midis bromit dhe mineralizimit të përgjithshëm mund të përdoren për të përcaktuar origjinën e disa ujrave, veçanërisht atyre ujrave që ja detyrojnë kriptomërinë e lartë të tyre trejtes së shkëmbinjtë evaporitikë ose evaporimit. Njohja e ujrave të tilla do të ndihmonte për një kupium më të mirë të lëvizjes apo jo të ujrave në zonat ku ato ndeshen.

Bromi, kryesisht në trajtën e jonit Br⁻ takohet në ujrat e vendburimeve tona të naftës në vlera 1 - 300 mg/lit. Në përgjithësi, vlera e tij rritet me rritjen e mineralizimit. Disa ujra me mineralizim më të lartë se uji i detit janë deficiente në brom, të tjera me kriptomëri të lartë shoqërohen me depozitime kriporë. Prania e ujrave të tilla tregon se kemi pak ose hiç fare lëvizje të këtyre ujrave.

Si bazë për interpretimin e rëndësisë gjenetike përdoret varësia: Br = f(Mp). Në ujin e detit, sipas SMOW kemi : Br = 65 mg/lit, dhe Mp = 35 gr/lit.

Dihet që gjatë precipitimit të CaCO₃ dhe CaSO₄, përmbajtja e bromit zvogëlohet pak ose aspak. Me fillimin e precipitimit të NaCl përmbajtja e bromit shkon deri 500 mg/lit (0.05% të solucionit) dhe me precipitimin e NaCl, një pjesë e bromit zëvendëson klorin në kristale. Për më tepër dihet që:

- Faktori i shpërndarjes F = % peshë Br (në kristale) / % peshë Br (në solucion ujin) është relativisht i vogël (0.073-0.16).

- Ky raport mbetet konstant për përqëndrime të bromit deri në 1% ose më shumë.
- Ky raport nuk ndryshon shumë me rritjen e temperaturës nga 25 deri 83°C.
- Ky raport zvogëlohet ndërsa magneziumi në solucion rritet.

Hollimi, përzierja e ujit të detit me ujë të ëmbël në të cilin përmbajtja e bromit është shumë e vogël, çon si në ujin e mineralizimit ashtu edhe të përmbajtjes së bromit. Sa më i ëmbël të jetë uji, aq më shumë kurba i përafrohet këndit 45° (Fig.1). Rritja e mineralizimit në ujin e ëmbël bënë që rruga e hollimit të zhvendoset progresivisht në të majtë. Teorikisht dallohen këto grupe(5) në bazë të varësisë Br = f(Mp).

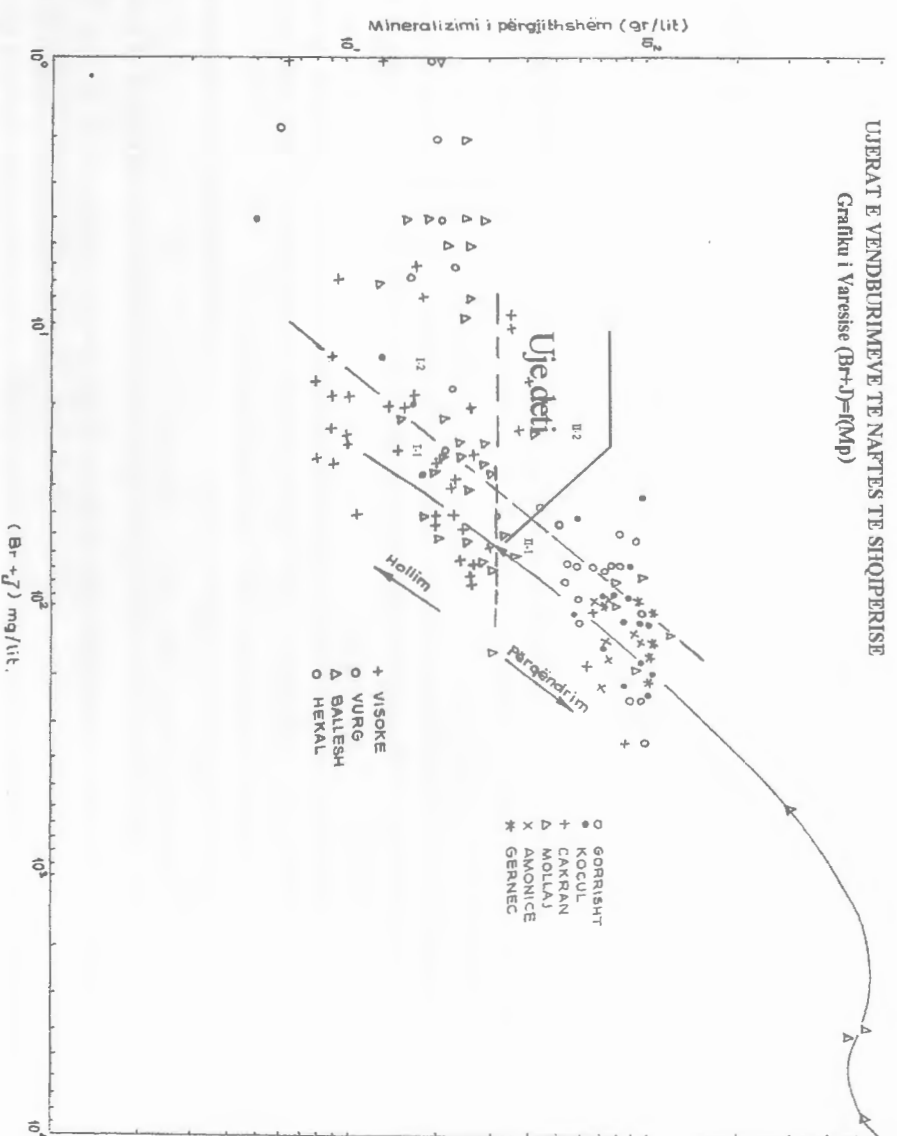
- Ujra, në të cilat përmbajtja e bromit dhe mineralizimit ecin sipas kurbës së evaporimit të thjeshtë të ujit
- Ujra, të cilët kanë dy herë më shumë brom për një vlerë të dhënë të mineralizimit. Pra me fjalë të detit, apo hollimit të tij me ujera me vlera të ulta të mineralizimit dhe bromit.
- Ujra, të cilët kanë dy herë më shumë brom për një vlerë të dhënë të mineralizimit. Pra me fjalë

- të tjera janë ujra për të cilat pozicioni i tyre në grafikun e lartpërmendur tregon një zhvendosje në të djathtë dhe lidhen me diagjenezën e hershme
 - Në grupin e tretë futen ato ujra që kanë mineralizim më të lartë se ai i ujit të detit, por përmbajtja e bromit është më e ulët se ç' pritet nga përqëndrimi (evaporim) i thjeshtë i ujit të detit. Defiçiti në brom flet për trejten e halitit të depozitimeve evaporitike.
 - Futen ato ujra që kanë mineralizim më të vogël se uji i detit, por brom kanë më pak se ç' pritet nga një hollim i thjeshtë i ujit të detit me një ujë me mineralizim të ulët dhe përmbajtje të ulët të bromit.
 - Grupi i pestë përfshin ujëra me kriptomëri dhe përmbajtje bromi të lartë, më të lartë se ato të grupit të dytë. Këtu futen , psh ujrat e Detit të Vdekur.
- Sipas ndërtimeve të bëra (Fig.1), ujrat e vendburimeve tona të naftës mund të grupohen në dy ndarje të mëdha:

1. Ujra me kriptomëri aktuale më të ulët se uji i detit dhe,
- II. Ujra me kriptomëri aktuale më të lartë se uji i detit.

Këto grupe janë në sens të kundërta dhe janë shprehje e proceseve post sedimentare në shkëmbinjtë karbonatik dhe konkretisht shprehin hollimin apo përqëndrimin e ujit të detit të sedimentimit. Nga ana tjetër, hollimi dhe përqëndrimi lidhen me shkallën e mbylljes gjeologjike të strukturave.

Strukturat me mbyllje të vogël shoqërohen me ujra me mineralizime të ulta dhe përmbajtje (I+ Br) të ulët. Pra, në to evidentohet procesi i infiltrimit të ujrave meteorike në thellësi, përzierja e tyre me ujrat e sedimentimit dhe për pasojë kemi modifikimin e përberjes kimike të tyre në sensin zvogëlues. Ujrat e këtyre strukturave përbëjnë grupin e parë e përfaqsohen me ujrat e vendburimeve Finiq-



Kranë, Visokë, Ballsh, Hekal.

Shikohet se shpërthaja e këtyre ujrave në grafikun bilogaritmik të kurbës së evaporimit është e madhe dhe kryesisht në anën e majtë të saj, duke u paraqitur me vlera më të ulta të përmbajtjes së (Br+J) se sa do të pritej nga një hollim i thjeshtë me ujë meteorik.

Këto ujra janë formuar ose nga hollimi i ujit të detit me ujë me kripshmëri relativisht të lartë, por me vlera të ulta të bromit ose kanë qenë ujra me mineralizime më të larta se uji i detit, por përmbajtja e bromit ka qenë e ulët, pra kanë qenë karakteristike për depozitimet kripore (halit). Kjo është karakteristike për ujrat e vendburimeve Finiq-Kranë, Ballesh, dhe disa ujra të vendburimit të Visokës. Ndërsa pjesa dërmuese e ujrave të vendburimeve të Ballshit e Visokës i përgjigjen një hollimi të thjeshtë, pra kemi një përzjerje të ujrave të sedimentimit me ujera me mineralizim e përmbajtje të ulët bromi, duke u bërë indikator të lëvizjes së ujrave në kohën e sotme.

Në grupin e dytë futen ujrat e vendburimeve Gorrisht-Kocul, Gernec, Cakran, Kreshpan, Mollaj, Amonice. Këto ujra paraqesin një shpërthaje të vogël në grafikun bilogaritmik, pra dhe i përgjigjen një përqëndrimi të thjeshtë të ujit të detit. Më karakteristike kjo rezulton për ujrat e vendburimeve Amonicë, Mollaj, Gernec, Cakran.

Një shpërthaje më e madhe vihet re për ujrat e vendburimit Gorrisht-Kocul, me prirje për t'u lokalizuar në të majtë të kurbës. Me fjalë të tjera këto ujra çfaqin mineralizime me të larta se ç' pritej nga përmbajtja e bromit. Në këtë rast kemi të bëjmë me ndikimin e ujrave të thellësisë me mineralizime të larta e përmbajtje bromi të ulët. Ky interpretim mbështetet edhe nga ndërtimi gjeologjik i rezervuarit karbonatik të "Gorrishtit".

Si përfundim, ujrat e vendburimeve tona të naftës në bazë të varësisë $Br=f(Mp)$ mund të ndahen në dy grupe të mëdha dhe secili grup në dy nëngrupe:

I/1. Ujra me mineralizim dhe përmbajtje të bromit në përputhje me kurbën e evaporimit, por në sensin e hollimit, domethënë janë formuar si pasojë e hollimit të thjeshtë me ujë meteorik. Këtu futen ujrat e vendburimeve Ballsh dhe Visokë.

I/2. Ujra me mineralizim të përgjithshëm më të lartë se sa pritet nga përmbajtja e bromit (Finiq-Kranë dhe disa ujra të vendburimeve Visokë, Hekal, Ballsh). Këto ujra kanë patur kripshmëri më të lartë se uji i detit por përmbajtje bromi të ulët dhe janë holluar nga përzjerja me ujë meteorik.

II/1. Ujra me mineralizim dhe përmbajtje bromi në përputhje me kurbën e evaporimit. Për këto ujra është karakteristike një evaporem i thjeshtë i ujit të detit. Këtu futen ujrat e vendburimeve Amonicë, Gernec, Mollaj, Cakran.

II/2. Ujra me mineralizim më të lartë se ç' pritet nga vlerat e bromit. Në këtë rast kemi të bëjmë me një përzjerje të ujrave të thellësisë me mineralizim të lartë e pak brom të depozitimeve kripore dhe ujit të sedimentimit.

Nga sa thamë më sipër, del në pah rëndësia e grafikëve bilogaritmik për të spiëguar disa nga proceset gjeologjike të ndodhura në rajon. Në bazë të tyre mund të përcaktohet origjina e ujrave dhe ç'ka ndodhur me këto ujra gjatë historisë gjeologjike.

Ndërsa në bazë të varësisë bilogaritmike $Cl=f(Na)$, ujrat e vendburimeve tona ndahen në dy grupe, duke shprehur kështu hollimin apo përqëndrimin e ujit të detit të sedimentimit. Dhe për pasojë ndihmon në kuptimin e proceseve të ndodhura gjatë kohës gjeologjike.

Në grupin e parë futen ujrat e vendburimeve Ballsh, Hekal, Finiq-Kranë, dhe një pjesë e ujrave të vendburimit të Visokës. Në grupin e dytë futen ujrat e vendburimeve Gorrisht - Kocul, Amonicë, Gernec, Cakran, Mollaj, me shkallë mbylljeve hidrogeologjike më të madhe se ato të grupit të parë. Në bazë të varësisë $Cl=f(Ca)$, ujrat e vendburimeve tona mund të ndahen përsëri në dy grupe. Në grupin e parë futen ujrat e vendburimeve Hekal, Ballsh, Finiq-Kranë. Për më tepër, ujrat e vendburimit Finiq - Kranë kanë pak kalcium nga ç' pritet nga përmbajtja e klorit.

Në grupin e dytë futen ujrat e vendburimeve Gorrisht-Kocul, Amonicë, Gernec. Këto ujra kanë më shumë kalcium nga ç' pritet. Ndajra e tyre në dy grupe lidhet thajse gjithmonë me të njëjtët faktorë

të lartpërmendur.

Nga sa thamë, rezulton rëndësia e këtyre grafikëve. Në bazë të tyre mund të përcaktohet origjina e disa ujrave edhe në mjaft puse të kërkuar.

Kështu, në grupin e I mund të futen ujrat e marra në puset Kb-14, 25 që përfaqsojnë ujë deti me ndryshime në të dy senset dhe ato Zh-2, Vu-22, Kb-17 me mineralizime më të larta se ç' pritej nga një hollim i thjeshtë i ujit të detit, pra janë përzjerje të ujit të detit me ujë meteorik që flet për rajone me lëvizje ujërash. Një rast të veçantë përbën uji i marrë në pusin Fit-11, që përfaqson thjesht ujë meteorik.

Në grupin e II futen ujrat e marra në puset Ro - 4, Del - 9, Kb - 34, Ka - 2, Kb - 35, Va - 2, Ro - 3, Gl - 2, Del - 4, Mall - 1, Re - 4, etj., përbërja kimike e të cilëve lidhet me ujin e sedimentimit dhe depozitimet kripore, dhe ujërat e marra në puset Tr - 19, Se - 4, Gl - 1/b, Kb - 1, A - 1 dhe Sel-30 që përputhen me kurbën e evaporimit në sensin e përqëndrimit, pra janë ujra deti të metamorfizuara.

4. KRAHASIMI I UJRAVE TË VENDBURIMEVE ME ATO LARG DHE AFËR TYRE

Sasitë dhe raportet e përbërësve të tretur në ujrat nëntokësore varen nga origjina e tyre dhe nga çka ndodhur me ta gjatë historisë gjeologjike që kur ai hyn në mjedis nëntokësor. Kuptohet që origjina e ujit të sedimentimit të karbonateve është e njëjtë, atëherë faktori bazë që bën të ndryshojnë ujrat e vendburimeve nga njëri tjetri, ujrat e vendburimeve nga ato larg dhe afër tyre janë proceset që kanë ndodhur gjatë historisë gjeologjike, janë në fund të fundit ato faktorë që lidhen me kushtet e ndodhjes së këtyre ujrave. Pra, ujrat me histori të njëjtë gjeologjike, me kushte shtrirjeje të ngjashme do të reflektojnë përbërje kimike dhe raporte të ngjashme të përbërësve të tyre.

Le të hetojmë këtë ngjashmëri apo dallim të ujrave të vendburimeve, të atyre larg dhe afër tyre me anë të analizës së funksionit dallues. Analiza e funksionit dallues konsiston në gjeljen e një transformimi i cili jep raport minimal të diferencave midis një çifti grupesh mesataresh shumëvariabëlsh në një variancë shumëvariabëlsh brenda dy grupeve.

Për të tre grupet e ujrave, brenda vendburimit, atëherë vendburimit dhe larg vendburimit kemi të njëjtin numër treguesish. Shtrohen pyeljet:

- Më këta tregues, a mund të gjejmë ndonjë ndryshim midis grupeve?
- Nëqoftëse ekziston ky ndryshim, a është i qëndrueshëm?
- Dhe e fundit, si mund të tregohet ky ndryshim?

Problemi është të gjejmë një kombinim linear të këtyre treguesve të zgjedhur, i cili të na japë diferencë maksimale midis dy grupeve të përcaktuara më parë. Në qoftë se gjejmë një funksion i cili na jep një ndryshim të dukshëm, atëherë ne mund të përdorim atë për të përcaktuar origjinën, apo grupimin e mostrave të reja të ujit me origjinë të panjohur në një nga këto grupe. Me fjalë të tjera, mostrat e reja mund të kategorizohen në një nga këto grupe mbi bazën e funksionit linear dallues të komponentëve të tyre gjeokimik.

Funksioni linear dallues transformon bashkësinë e treguesve të një kampioni në një pikë të vetme. Kjo pikë, ose këto variabla përfaqsojnë pozicionin e kampionit gjatë një vijë të përcaktuar nga funksioni dallues. Duke transformuar të gjithë treguesit në një pikë të vetme, jemi në gjendje të flasim më mirë për pozicionin e saj.

Treguesit e marrë në shqyrtim janë rNa , rCa , rMg , rCl , rSO_4 , rCO_3 , $rHCO_3$, I , Br , B , Mp . Konkluzionet e analizës së funksionit linear dallues për të tre grupimet; brenda, afër dhe larg shtratimeve të naftës jepen më poshtë.

Duhet përmendur që me termin "brenda" konsiderohen ujrat e marra në puset e nxjerrjes, se naftës, puse që japin ujë në procesin e nxjerrjes së naftës. Me termin "afër" konsiderohen ujrat e mara në puset në periferi të shtratimeve në distanca të afërta. Në këto puse është marrë vetëm ujë. Ndërsa me termin "larg" konsiderohen ujra të marra në puset e kërkimit larg shtratimeve të naftës (4).

- Për grupet "brenda" dhe "larg" vendburimeve ato ndahen mirë.

Kështu, në qoftë se shënojmë me R_1 - vlerën qëndrore të grupit të parë, me R_2 - vlerën qëndrore të grupit të dytë dhe me R_0 - vlerën kuftare që ndan dy grupet atëherë kemi:

$$R_1 = 26.97, R_2 = 5.55, R_0 = 17.3.$$

Kontributin më të madh e japin treguesit: $rHCO_3$, rSO_4 , rCa , rNa , rCl , dhe mandej treguesit e tjerë.

- Për grupet “afër” dhe “brenda” vendburimeve, ato ndahen, por ndarja është e dobët. Kështu:

$$R_1 = 8.41, R_2 = 2.76, R_0 = 5.6.$$

Kontributin më të madh e japin variablat Mp , rCl , rNa , rSO_4 , rMg , rCa , Br , $rHCO_3$.

- Për grupet “afër” dhe “larg” vendburimeve, ato ndahen shumë mirë. Kështu:

$$R_1 = 50.4, R_2 = 8.4, R_0 = 29.4.$$

Kontributin më të madh e japin variablat: rCl , rNa , rMg , $rHCO_3$, rCa .

Për sa më sipër, ndryshim më të madh në pikëpamje statistikore (me siguri 95%) kanë ujrat e grupeve “afër” dhe “brenda” me ato “larg” shtratimeve. Duhet theksuar se ky ndryshim është një ndryshim statistikor, pra edhe rëndësia dhe siguria e tij janë statistike. Megjithatë, ky rezultat i nxjerrë statistikisht mbështetet nga proceset e mundshme që ndodhin apo kanë ndodhur në sistemin ujë-shkëmb-hidrokarbure.

Kështu nga të gjithë treguesit, kontributin më të madh në ndarjen e grupeve e japin jone të tilla si HCO_3 , SO_4 , Ca , Na , $etj.$, nga të cilët tre të parët e kemi përmendur tashmë që vijin nga procesi i reduktimit të sulfatave.

Konkluzione

- Sipas problemeve të trajtuara, ujrat e vendburimeve të naftës kanë veçori karakteristike, që lidhen me proceset që ndodhin në sistemin ujë-shkëmb-hidrokarbure në kushte të ndryshme gjeologjike. Përqëndrimet dhe raportet e përbërësve të tretur në ujrat e vendburimeve të naftës varen nga origjina e ujit dhe nga çka ndodhur me të (ujin) që kur ai hyn në ambient nëntoksor.
- Studimi i hidrokarbureve aromatike të tretur në ujra është mjaft i rëndësishëm. Benzeni dhe homologët e tij në ujra flasin për një lidhje shumë të ngushtë me kushtet hidrogeologjike të ndodhjes së vendburimeve dhe vetive fiziko-kimike të naftave që shoqërojnë këto ujra, të shprehura këto me treguesit e analizuar. Në fund të fundit, sa më shumë ti afrohet vlera e benzenit të kapur në ujrat e marra në një pus kërkimi, vlerës së përmbajtjes së benzenit në ujërat e vendburimeve, për kushte të ngjashme hidrogeokimike, aq më afër shtratimit të naftës ndodhet pusi i shpuar.
- Lidhjet midis bromit dhe mineralizimit të përgjithshëm mund të përdoren për të përcaktuar origjinën e disa ujrave. Ujrat e vendburimeve tona të naftës në bazë të varësisë $Br=f(Mp)$ ndahen në dy grupe të mëdha dhe secili grup në dy nëngrupe, ndarje që flasin për origjinat e këtyre ujrave dhe për proceset gjeologjike – hidrogeologjike që kanë ndodhur në këto rajone.
- Sasië dhe raportet e përbërësve të tretur në ujrat nëntoksorë varen nga origjina e tyre dhe nga ç’ka ndodhur me ta gjatë historisë gjeologjike. Kuptohet që origjina e ujit të sedimentimit të karbonateve është e njëjtë, atëherë faktori bazë që bën të ndryshojnë ujrat e vendburimeve nga njëri tjetri, ujrat e vendburimeve nga ato larg dhe afër tyre janë proceset që kanë ndodhur gjatë historisë gjeologjike, janë në fund të fundit ata faktorë që lidhen me kushtet e ndodhjes së këtyre ujrave, dhe prandaj e hidrokarbureve në sistemin ujë-shkëmb. Analiza e funksionit linear dallues për treguesit e shqyrtuar, tregon se ndryshim më të madh në pikëpamje statistikore (me siguri 95%) kanë ujrat e grupeve “afër” dhe “brenda” me ato “larg” shtratimeve. Ky rezultat i nxjerrë statistikisht mbështetet nga proceset e mundshme që ndodhin apo kanë ndodhur në sistemin ujë-shkëmb-hidrokarbure. Kështu, nga të gjithë treguesit, kontributin më të madh në ndarjen e grupeve e japin jone të tilla si HCO_3 , SO_4 , Ca , Na , $etj.$, nga të cilët tre të parët vijin nga procesi i reduktimit të sulfatave në prani të lëndës organike.

Abstrakt

Gjatë viteve 1960-1990 janë marrë dhe analizuar një numër shumë i madh provash uji nga pusët. Për pasojë është grumbulluar një material i shumtë. Për më tepër, numri i treguesve të analizuar është rritur vazhdimisht nga koha në kohë. Kështu, përveç komponentëve kryesor: Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , HCO_3^- ; më vonë janë përcaktuar edhe mikroelementët Jod , $Brom$, Bor , dhe NH_4 , por edhe H_2S , $Stroncium$, $Litium$, $etj.$

Krahës tyre, përcaktimet e lëndës organike të tretur në ujëra, si acidet naftenike, karboni organik, karboni organik bituminoz, fenolet, oksidueshmëritë jodate dhe permanganate, benzeni e homologët e tij, $etj.$, kanë plotësuar kështu gjithë treguesit e mundshëm hidrogeokimik, karakteristikë të bashkëveprimit ujë - shkëmb - hidrokarbure.

Në artikull jepen disa nga aspektet kryesore hidrogeokimike të ujrave të vendburimeve të naftës; aspekte gjeokimike mbështetur vetëm në përmbajtjen e benzenit dhe homologeve të tij në ujra, kriteret e aplikimit të tyre në kërkimin e naftës dhe aspekte hidrokimike mbështetur në disa nga treguesit kryesor të lartpërmendur.

Literatura

- | | | |
|--|-------------|---|
| Dhimulla, I. etj. | 1987 | “Konditat historiko-gjenetike të formimit të shtratimeve të naftës e gazit në shkëmbinjtë karbonatë të zonës Jonike”. F.I.Gj.N. Fier |
| Çurri F. | 1988 | “Kriteret gjeokimike të vlerësimit perspektiv të depozitimeve karbonatike në brezin e Kurveleshit”. Disertacion për kërkimin e gradës “Kandidat i Shkencave”. |
| Xhemalaj, XH. Çurri, F. | 1990 | “Konditat hidrogeologjike të brezit të Kurveleshit dhe perspektiva natfëgazmbajtëse e tij në dritën e studimeve hidrokimike, hidrogeokimike e hidrodinamike”. F.I.Gj.N., Fier |
| Xhemalaj, XH. | 1991 | “Hidrogeologjia e rajonit të vendburimeve karbonatike dhe kriteret hidrogeologjike të vlerësimit të perspektivës natfëgazmbajtëse”. Disertacion për kërkimin e gradës “Kandidat i Shkencave”. |
| Tole, N. Xhemalaj, XH., Çomo, L | 1985 | “Mbi studimin e benzenit dhe të homologëve të tij të tretur në ujërat e naftës” Nafta dhe Gazi, Nr. 2, |
| Xhemalaj XH., Bushi A., Bucka, L. | 1986 | “Shpërndarja e benzenit dhe homologëve të tij në ujërat e vendburimeve të naftës dhe kriteret e përdorimit në kërkimin e naftës” Nafta dhe Gazi, Nr.1, |
| Xhemalaj, Xh. vendburimeve | 2000 | “Aspekte hidrodinamike të karbonatike të naftës të Shqipërisë”, Nafta Shqiptare, Nr.2, |

Abstract

The amounts of dissolved constituents found in subsurface waters can range from a few milligrams per liter to more than 100 000 mg/lit. This salinity distribution is dependent upon several factors, the genesis of waters, depth of occurrence, distance from the outcrops, mobility of the dissolved chemical elements, soluble material in the associated rocks, and the exchange reactions. Always, there is an oil - water - rock interaction expressed in the composition of oilfield waters with the amounts of dissolved constituents found in subsurface waters.

The constituents determined for most of the brines include sodium, potassium, calcium, magnesium, strontium, boron, chloride, bromide, iodide, bicarbonate, carbonate, sulfate, ammonium, lithium, hydrocarbons, etc.

The first aspect treated in this paper is the distribution of benzene and its homologues in oilfield waters, because they are considered the most important and direct indicators of petroleum accumulation in a formation.

The amount of benzene in oilfield waters depends upon the type of petroleum, contents of aromatic hydrocarbons in petroleum, density of oil, and the location conditions of these waters as, the depth, temperature, salinity, etc. If the concentration of a measured aromatic hydrocarbon in a sample of formation water is equal to a target value, the point from which the sample was obtained is close to a reservoir of crude oil. Greater differences between these two values represent greater distance to the crude oil accumulation. The target value is function of oil and water properties found in the area. Another important aspect is water - rock interactions expressed on composition of oilfield waters with the amounts of dissolved constituents found in subsurface waters. Oilfield waters are characterized by a chemical composition that classifies them in different types. It depends upon the amounts and the ratios of these constituents found in water. They reflect the origin of the water, water - rock interaction during long time spans and the geological processes that may have been occurred to the water since entering the subsurface environment.

Before one discusses the genesis of a brine, it is worthwhile to remember that the history of a water mass is expressed, in a way or other, on its dissolved constituents. Bromine, for example, is considered to be the most conservative ion in evaporating seawater. Thus, if evaporated seawater were the precursor of these brines, its composition could be deduced from bromine concentrations. The plot $Br = f(\text{Salinity})$ is an example of finding what has occurred to the water as a result of regional "tectonometamorphic" processes.

Oilfield waters are characterized by a wide range of the amounts and ratios of their constituents. Oilfield waters are found in not so different hydrogeological and geochemical conditions, but they will change from other waters that are far from oil fields. This is expressed by presence of hydrogen sulfide, biogenic nitrogen, an enrichment of other biophile elements like J^- , Br^- , B^{3+} , K^+ , and the degree of sulfate reduction. Discriminant analyses realized for the water of crude oil accumulation and the water that are far away these accumulations give this change expressed in some indicators like HCO_3^- , SO_4^{2-} , etc.

RUBRIKA E DISKUTIMEVE**DEPOZITIMET E TRIASIKUT TË POSHTËM NË PORTAT E SHALËS (DUGAGJIN)**

Yangjel KICI

Në sektorin Portat e Shalës (Lotaj) deri tani jepet prania e depozitimeve të permianit. Në jug të sektorit jepen depozitimet flishore të Cukalit me moshë masstrihian i sipërm- paleocen-eocen, që vazhdojnë mbi gëlqerorët e kretakut të sipërm. Në veri të sektorit takohen depozitimet e triasikut të poshtëm dhe të mesëm.

Nga studimet e kryera rezulton se nuk ka depozitime flishore. Ato janë shistet xhani të eocenit të mesëm-sipërm, që shtrihen discordant (Gjani Schiefer sipas Nopca F., 1929). Depozitimet e permianit nuk takohen në Portat e Shalës. Ato janë depozitimet e triasikut të poshtëm.

HYRJE

Nga fundi i shtatorit deri në fillim të tetorit 1992 u kryen vrojtime gjeologjike dhe një prejre stratigrafike në Lotaj - Portat e Shalës (Fig. 1). Këto punime u kryen nga autori dhe Ing. Gjeolog. I. Doçi. Ky i fundit meriton bashkëautorësinë në këtë artikull, por për mungesë kontakti nuk kemi mundur të marrim miratimin e tij.

Qëllimi i punimeve ishte marrja e disa të dhënave për sqarimin e mardhënieve ndërmjet Alpeve Shqiptare dhe Cukalit, veçimin e shisteve Xhani me vendosje diskordante nga flishi i prejres së vazhdueshme të Cukalit dhe nga depozitimet e triasikut të poshtëm. Synimi ishte gjithashtu marrja e një teme stratigrafike për brezin kufitar Alpe - Cukal etj.

Në këtë artikull paraqiten disa të dhëna të reja. Kjo është e nevojshme, sepse përkëtë rajon vazhdon të ruhet mendimi i vjetër gjeologjik, që shprehet edhe në Hartën e re Gjeologjike të Shqipërisë në shkallën 1 : 200 000.

NDËRTIMI GJEOLGJIK I SEKTORIT PORTAT E SHALËS

Sipas të dhënave të deritanishme, në ndërtimin gjeologjik të sektorit marrin pjesë depozitimet e permianit, triasikut të poshtëm dhe të mesëm (zona e Alpeve Shqiptare) dhe në zonën e Cukalit kanë përhapje depozitimet karbonatike të triasikut të sipërm - jurasikut dhe kretakut. Me vazhdimësi jepen depozitimet "flishore" të masstrihianit të sipërm - paleocenit dhe eocenit (fig. 2a).

Në fakt, nga punimet e kryera, rezulton se në këtë sector depozitimet e permianit mungojnë. Depozitimet e konsideruara si të permianit i përkasin triasikut të poshtëm.

Depozitimet e konsideruara "flishore" nuk janë flish, por janë "shistet Xhani" (Gjani Schiefer sipas Nopca, 1929). Këto shiste argjilore me olisollite shtrihen discordant mbi formimet më të vjetra (fig. 2b). Moshë e këtyre duhet të jetë eocen i mesëm - i sipërm, sepse në rajonin Leklibaj janë takuar Discoeyclina cf. marthae, D. cf. nummulitica, Asteroeyclina Cuvilieri, Nummulites spp. etj. (Myffari A. etj., 1986). Shistet Xhani mbulojnë thyerjen e thelle tektonike ndërmjet Alpeve shqiptare dhe Cukalit.

Mardhënie e shisteve Xhani me depozitimet e triasikut të poshtëm fillimisht janë diskordante, por në sektorin e "Portave të Shalës" këto nuk janë të qarta, sepse ka mbulesa. Në veri të "Portave të Shalës" shistet Xhani shtrihen, në të dy shpatet e luginës së lumit të Shalës, mbi depozitimet e triasikut të poshtëm, që dalin posht në anë të xhades. Pra në luginën e lumit të Shalës, në nivelet më të thella erozionale takohen depozitimet e triasikut të poshtëm (skitihian) me pamje "flishore" dhe jo flishi masstrihian - eocenit i Cukalit, që mendohet gabimisht se ndodhet poshtë Alpeve Shqiptare të

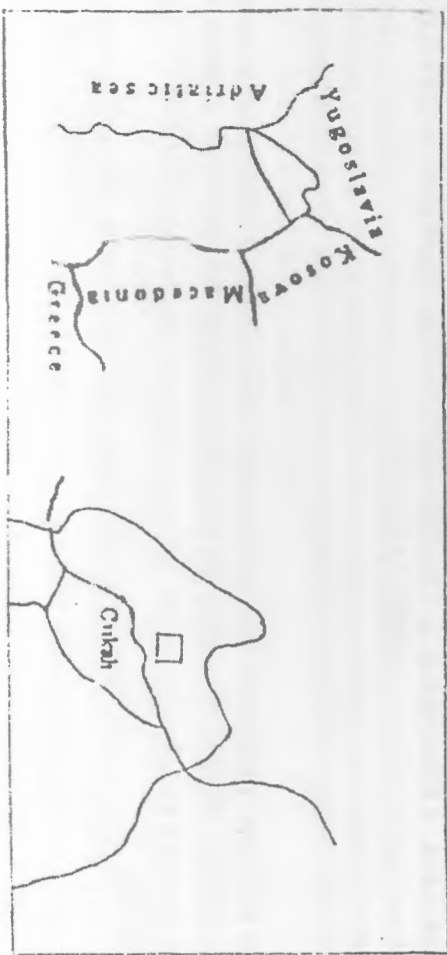


Fig.1-Sektor i studjuar ne kuadriin rajonal
Fig.1- Studied sector in regional cadre

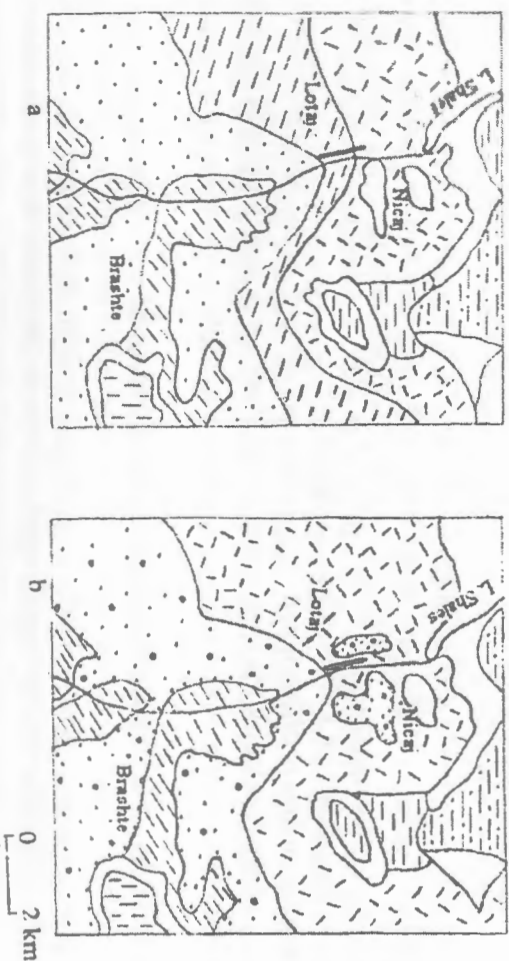


Fig.2a- Pjese e Hartes Gjeologjike te Shqipërië 1:200 000 (1983)
me vijën e prerjes.
2b- pjesa e hartes si duhet te jetë.
Fig.2a- A part geologic map of Albania 1:200 000 with section line.
2b- Geologic map corrected

- | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 7 | 8 | 9 | | | |
1. Kuaternar 2. Masivitet i sipërm - Eocene 3. Eocene i mesëm - i sipërm (diskordant)
Quaternary Upper Mastricht - Eocene Middle - upper Eocene (discordant)
4. Kretak i sipërm 5. Triasik i sipërm 6. Anizian 7. Ladinian 8. Skitthian 9. Permian
Upper Cretaceous Upper Triassic Anisian Ladinian Scythian Permian

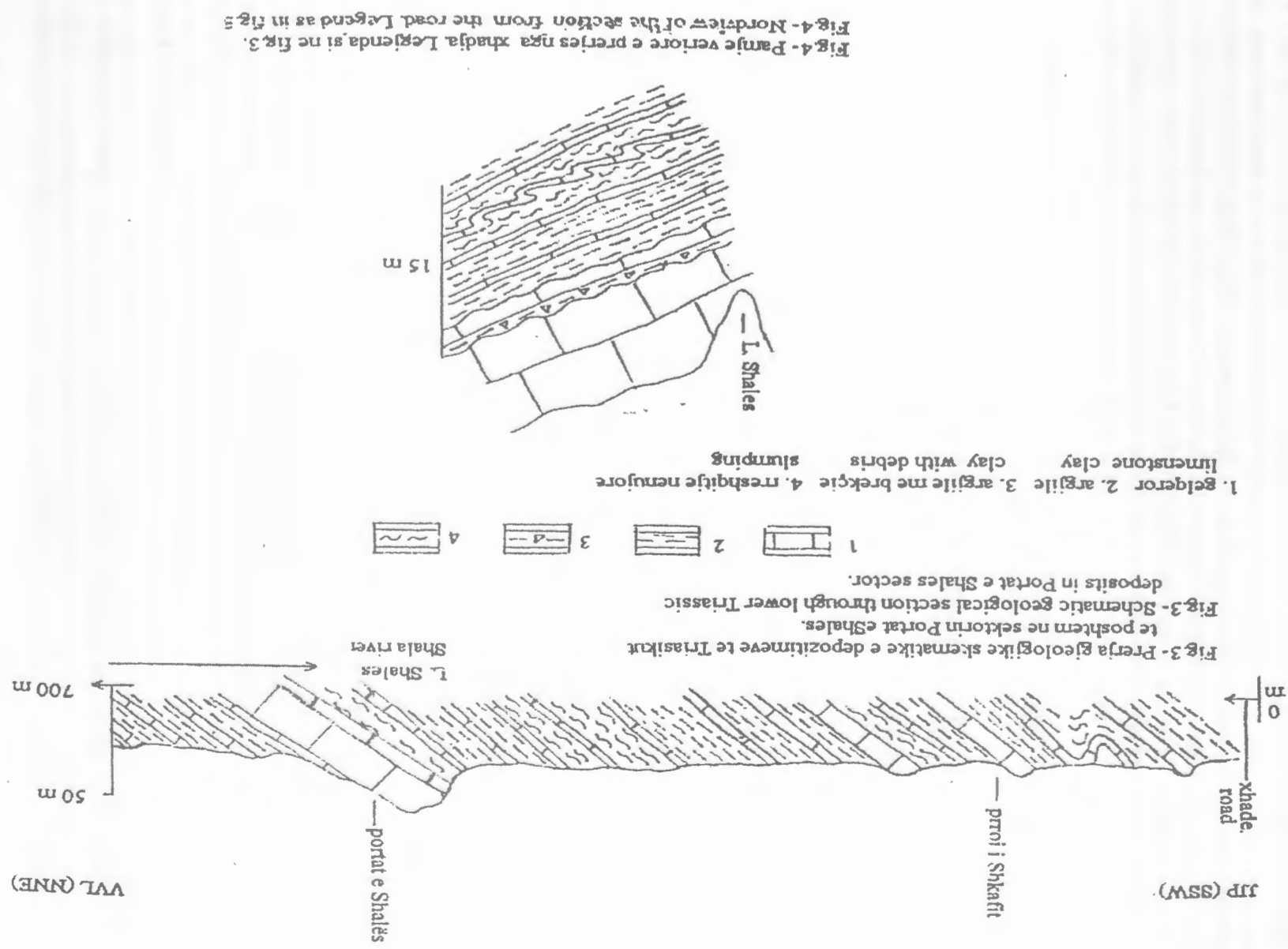


Fig.3- Përja gjeologjike skematike e depozitimëve te Triasikut
te poshtëm ne sektorin Portat e Shalës.
Fig.3- Schematic geological section through lower Triassic
deposits in Portat e Shalës sector.
1. gëlqeror 2. argjile 3. argjile me brekcie 4. trashqitje nenujore
limonstone clay clay with debris slumping

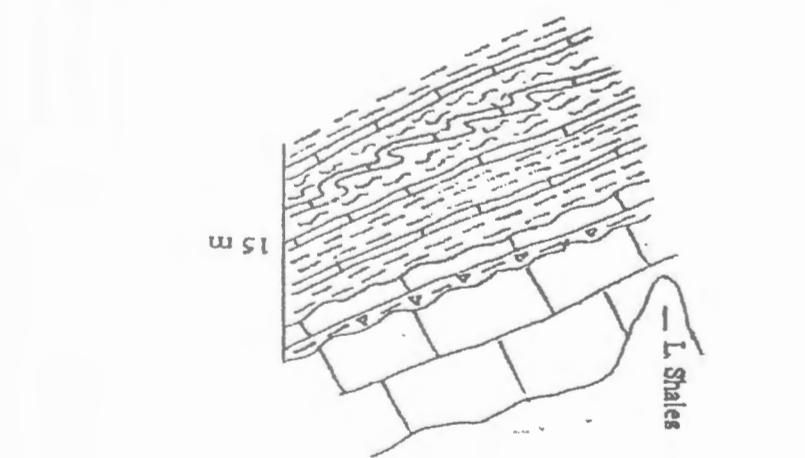


Fig.4- Pamje veriore e prerjes nga xhadeja. Lënda si ne fig.3.
Fig.4- Nordview of the section from the road. Legend as in fig.3.

mblhipur tektonikisht drejt jugut mbi Cukal (Qirinxi etj. 1983, Grillo etj. 1983, Myftari etj. 1986, ISP.GJ.1990). Shistet Xhani takohen edhe sipër në fshatin Nicaç Shala (në lindje të Breglumit). Këtu në një shtresë ranori pranë rrugës këmbësore, takohen Paleodictyon. Këto në zonën tektonike të Kruiës dhe në atë Jonike takohen vetëm në depozitimet flishore të paleogjenit (eocen-oligocen). Ky fakt dhe karakteri litologjik i njëjtë me shistet Xhani përjashton moshën triasike të poshtme dhe mbështet moshën terciare të këtyre depozitimeve, që janë shistet Xhani. Këto shiste edhe në veri të Kirit (Lekgjonaj) takohen në kuota të larta mbi depozitimet e permianit, por janë konsideruar si "dritare tektonike e flishit të Cukalit" (Qirinxi etj., 1983). Mardhëni et al. (1983) kanë verifikuar me depozitimet triasike dhe fushpërhapja e tyre këtu në thellësi të Alpeve kërkojnë verifikime dhe plotësim të hartës gjeologjike. Rezultatet e prishme do të ndryshojnë përfytyrimin mbi ndërtimin gjeologjik të rajonit Alpe-Cukal.

Sidoqoftë, avancimi i shisteve Xhani kaq në thellësi të Alpeve tregon për mundësinë e shtrirjes së tyre discordant mbi depozitimet e triaskut të poshtëm.

PAK FJALË MBI DEPOZITIMET E PERMIASIT

Në rajon takohen depozitimet e permianit, përcaktuar për herë të parë nga Nopcea (1929). Ato shtrihen në formën e një brezi në afërsi të fshatit Xhan në perëndim drejt fshatit Lekbibaj në lindje. Depozitimet e permianit janë paraqitur në të gjitha hartat gjeologjike (Harta Gjeologjike e Shqipërisë 1983, Qirinxi A. etj., 1983, Myftari A. etj., 1986 etj.). Vetëm në hartën gjeologjike 1:25 000 të V. Grillo etj. (1983) në sektorin portat e Shalës, në vend të depozitimeve permiane me të drejtë jepen depozitimet e triaskut të poshtëm. Interesant është fakti që grupi i studimit të stratigrafisë së depozitimeve palozoike (Xhomo A. etj., 1985) në sektorin portat e Shalës gabimisht jep prerjen e permianit. Edhe në Hartën e re Gjeologjike të Shqipërisë në këtë sektor jepen depozitimet e permianit. Këto fakte nuk qëndrojnë prandaj duhen bërë korrigjimet e nevojshme.

Në ekstremin perëndimor të sektorit dhe më tej (Guri i Kumores-Pog) dhe në lindje të sektorit drejt Lekbibajit dalin në sipërfaqe depozitimet e permianit. Në sektorin e Portave të Shalës depozitimet permiane mund të vazhdojnë posht shisteve Xhani dhe pa dyshim posht depozitimeve të triaskut të poshtëm, prandaj ato nuk dalin në sipërfaqe. Sidoqoftë, për këtë problem harta gjeologjike ka nevojë për verifikime dhe plotësim.

Duhet theksuar se me konceptin e deritanishëm (Alpet janë të ardhur mbi Cukal) depozitimet e Permianit mendohet se vazhdojnë vetëm nën Alpe. Faktikisht ato duhet të vazhdojnë edhe nën Cukal (Kici V., 1999).

DEPOZITIMET E TRIASKUT TË POSHTËM

Këto depozitime janë objekti kryesor i këtij studimi. Këtu nuk do të jepet përshkrimi i hollësishëm litologjik, sepse ky përshkrim është bërë në studimin e stratigrafisë së paleozoikut për depozitimet e konsideruara si të permianit (Xhomo A. etj., 1985). Këtu do të jepen disa karakteristika kryesore. Mbas shisteve Xhani, që kanë rënie veri-verilindore me azimuth rënie 5-30 gradë dhe kënd rënie 30-50 gradë ose rënie verilindore me azimuth rënie 45-60 gradë dhe kënd rënie 30-50 gradë, takohen depozitimet e triaskut të poshtëm. Ato janë depozitime me pamje flishore argjilo-gëlqerore (ndërthurje ritmike) dhe në fillim kanë rënie veri-veriperendimore me azimuth rënie 330-350 gradë dhe kënd rënie 25-60 gradë, kurse drejt rimitit depozitimet kanë rënie veri-verilindore me azimuth rënie 5-30 gradë dhe kënd rënie 25-45 gradë (njëlloj si shistet Xhani). Kontakti ndërmjet shisteve Xhani dhe depozitimeve të triaskut të poshtëm nuk është i qartë, sepse ka mbulesa. Ky kontakt ndodhet afërsisht pranë urës mbi lumen e Shalës.

Argjilat janë shistose, gri deri të zeza. Kanë trashësi nga centimetrike deri 10-30cm e më tepër. Aty këtu përmbajnë copra – linza gëlqerori pllakore ose blloqe gëlqerorësh.

Me shistet argjilore ndërthuren shtresa gëlqerori kryesisht pllakore, grid he të zinj, më rrallë shtresë mesëm – trashë deri massive, që shuhën në terren. Ato kanë trashësi të dukshme 2.5m, 7m dhe 10m. (fig. 3)

Tek Portat e Shalës takohet një paketë gëlqerorësh massive me trashësi rreth 50m. Këta janë gëlqerorë grid he të errët deri të zinj, massive dhe konglobrecoke, që ndërthuren.

Në veri të Portave të Shalës vazhdojnë rreth 150m depozitime ritmike me karakter flishor argjilo-gëlqeror. Argjilat janë shistose gri deri të zeza, kurse gëlqerorët janë pllakore, grit të errët dhe të zinj. Më tej Breglumi prejia vazhdon, por ka shumë mbulesa.

Gëlqerorët në përgjithësi janë të rikristalizuar dhe pa mikrofosile. Rrallë në shtresat gëlqerore, poshtë dhe sipër gëlqerorëve të Portave të Shalës janë takuar Meandrospira pusilla. Këto, si dhe karakteri flishor i depozitimeve me gëlqerore pllakore të zinj, dëshmojnë për moshën triasik të poshtëm (Peza L.H etj. 1973).

Duhet theksuar se në depozitimet e triaskut të poshtëm takohen në disa nivele rrëshqitjet nënujore me trashësi 3-5m secila. Njëra nga këto ndodhet rreth 15m nëngëlqerorin masiv të Portave të Shalës dhe shquhet mmirë në terren (fig. 3-4). Ajo shihet bukur nga xhadeja në anën perëndimore të lumit të Shalës dhe del në anë të rrugës automobilistike. Rrëshqitjet nënujore ndodhen ndërmjet depozitimeve më rënie monoklinale veriore dhe përfaqësohen nga masa argjilore të rrëshqitura, rrudhosura dhe shtresa gëlqerori pllakore të rrëshqitura dhe të rrudhosura në antiklina dhe sinklina të vogla. Planet aksiale të antiklinave dhe sinklinave kanë elementet e rënies 120-130/40gradë ose 130/30gradë. Sikurse shihet, planet aksiale kanë rënie juglindore dhe kjo tregon rëniën e shpatit në fundin e basenit gjatë kohës së formimit të depozitimeve të triaskut të poshtëm.

Pra, depozitimet e triaskut të poshtëm, që tani kanë rënie monoklinale veri-veriperendimore deri veri-verilindore, në kohë formimit të tyre kanë pasur rënie afërsisht juglindore (drejt Cukalit). Baseni i cekët detar me Meandrospira i Alpeve thellohej drejt Cukalit. Kjo është një e dhënë e re, sepse depozitimet e triaskut të poshtëm në Cukal nuk dalin në sipërfaqe (Theodor Petj., 1978).

PËRFUNDIME

1. Në sektorin e Portave të Shalës depozitimet që janë dhënë me moshë permiane janë të Triaskut të poshtëm. Depozitimet e Permianit këtu nuk dalin në sipërfaqe.
2. Depozitimet "flishore" të Cukalit me moshë mastrichtian i sipërm – paleocen – eocen, që janë dhënë si vazhdim i prerjes, faktikisht janë shistet Xhani të boocenit të mesëm – sipërm me vendosje diskordante.
3. Në Nicaç Shala (në lindje të Breglumit) takohen shistet Xhani në kuota të larta. Atom und të shtrihen discordant mbi depozitimet e triaskut të poshtëm të bllokut të Alpeve shqiptare, por kjo duhet verifikuar në terren.
4. Rrëshqitjet nënujore në Porata e Shalës tregojnë për një shpat nëndetar më rënie afërsisht juglindore (drejt Cukalit), gjatë formimit të depozitimeve të triaskut të poshtëm. Këto depozitime tani kanë rënie të kundërt (veri-veriperendimore).

LITERATURA

- Grillo V, Turku I. 1983 Studim tematiko-përgjithësues e rievues për kërkimin e Bakri S, Nikollit M. polimetaleve në rajonin Dukagjin – Vermosh (për vitet 1981-1982). Fondi I.S.P.GJ, Tiranë.
- I.S.P.GJ, I.N.G 1983 Harta Gjeologjike e RPSH në shkallë 1:200000.
- I.S.P.GJ, I.N.G 1990 Gjeologjia e Shqipërisë (teksti sqarues i Hartës së Shalës).

Gjeologjike
Tiranë 1983)
Kici V.
në
1988 – Mbi mardhëniet paleogeografike të zonave tektonike
Shqipërinë veriperëndimore . Bul. Shkenc.

Gjeol. Nr.2.
Kici V.
ship
1998 New geological ideas on the Alps – Cukali relation-
and the orebearing perspective. Carpathian – Balkan
Geological Association, XVI Congress, August 30th to
tember 2nd, Vienna. (Abstract)

Sep
Kici V.
dhe
1999 Ide të reja gjeologjike mbi mardhëniet Alpe-Cukal
perspektivën mineralmbajtëse. Nafta

Shqiptare, Nr.2.
Myffari A. Hamiti S,
në Xhomo A, Pirdeni A, Terolli I, Hyka B,
I.S.P.GJ, Mazreku A, Kospiri A.
Nopca fr.
1986 Studim mbi punimet e kërkim – rilevimit kompleks
shkallë 1:250000 në rajonin e Lekbibajt. Fondi
Tiranë.

1929 Geographie und Geologie Nord-Albaniens. Geol.
Hungarischer Geol. T. III

Peza L.H, Xhomo A,
Alpeve Theodhori P, Jahja B, Gjoshi Sh.
1973 Stratigrafia e depozitimeve mesozoike të zonës së
shqiptare. Fondi I.S.P.GJ, Tiranë.

Qirinxi A, Bicaj Z, Tashko A,
të rajonit Kosho P, Bushati S, Monika K, Kastrati N. Kir – Ndreaj – Brashe. Fondi I.S.P.GJ, Tiranë.
Theodhori P, Bushati Sh, Pirdeni A. 1978 Stratigrafia e depozitimeve të zonës së Cukalit dhe
probleme të mineralmbajtjes. Fondi I.S.P.GJ.
dise

Tiranë.
Xhomo A, Pashko P, Mecco S. 1985 Stratigrafia e depozitimeve paleozoike të Albanideve
të
brëndshme dhe premisat e mineralizimeve që
lidhen me këto depozitime. Fondi I.S.P.GJ. Tiranë

ABSTRACT

Till now in the "Portat e Shalës" sector (Fig.1,2) it is given the presence of Permian deposits. On the southern part of the sector, there are given flysch deposits of Cukali zone (upper Mastrichtian – Paleocene – Eocene age). They continue upward of upper Cretaceous limestones. On the Northern part of the sector the lower and middle Triassic deposits are encountered.

By the studies done, the Permian deposits are resulted to be not encountered in "Portat e Shalës" sector. There are founded the lower Triassic deposits with Meandrospira pusilla (Fig.2b).

The Permian deposits are encountered on the eastern and western part of "Portat e Shalës" sector. The Permian deposits are also absent. These are Xhani schists (middle – upper Eocene age), which are discordantly located (Gjani Schiefer after Nopca F, 1929). These schists cover the deep tectonic fault between Albanian Alps and Cukali zone.

Inxh. Gjeolog. Haki CASLLI

Haki CASLLI lindi në Tiranë më 1935. Bir i një familje të vjetër, të ndershme dhe patriotike tiranase, ai u mbrujt me cilësitë më të vyera të popullit tonë. Me përfundimin e studimeve të larta në vitin 1959, në Fakultetin e Gjeologjisë dhe të Minerave të Universitetit të Tiranës, inxhinier gjeologu i ri filloi menjherë punën në Ndërmarrjen Gjeologjike të Kukësit. Për punë cilësore dhe rezultative, shumë shpejt u emërua në detyrën e Kryegjeologut të kësaj ndërmarrjeje dhe me pas u transferua në Institutin e Kërkimeve Gjeologjike, ku për një kohë të gjatë drejtoi Kabinetin Metodik të këtij Instituti.

Haki CASLLI gjatë jetës së tij asnjëherë nuk ju shmang përgjegjësi, përkundazi kur i besohet një detyrë e kryente atë me pasion, këmbëngulje dhe me ndershmeri të lartë, pamvarësisht vështrësive të shumta. Veprimtaria e tij shkelqeu gjatë shumë viteve, kur Ai drejtoi Ndërmarrjen Gjeologjike të Bajram Currit. I transferuar nga Instituti i Kërkimeve Gjeologjike në këtë ndërmarrje në vitin 1975, Haku vajti atje, bashkë me familjen e tij. Ai arriti rezultate të larta në kërkim – zbulimin e mineralit të kromit dhe ajo që ishte më e rëndësishme e pejisit ndërmarrjen me laborator të ri dhe e kipe gjeologjesh të talentuar tropojanë që projekttonin e zbatonin me sukses kërkimin e zbulimin e mineraleve të dobishme të rrethit të Tropojës.

Kulmin e veprimtarisë, Haki CASLLI e pati kur drejtoi Drejtorinë e Përgjithëshme të Gjeologjisë në Ministrinë e Industrisë dhe Minerave (1980 – 1987). Nën udhëheqjen e tij Shërbimi Gjeologjik u fuqizua dhe arriti rezultate të mira në kërkim – zbulimin e mineraleve, që ndikuan direkt në rritjen me ritme të shpejta të prodhimit në minierat e kromit, të bakrit, gymyreve etj, dhe lulëzimit maksimal të industrisë së rëndë.

Haku nxitu dhe mbështeti fuqjen e metodave dhe metodikave të reja. Një gjë të tillë Ai e inkurajoi edhe kur u transferua në Qendrën Gjeofizike të Tiranës pas një operacioni të vështirë që bëri në vitin 1986. Edhe këtu, Haku u shqua për preokupacionin dhe përpjekjet për të kontribuar në maksimum në përmirësimet metodike në kërkimin e kromiteve.

Haki CASLLI e ka përfagesuar denjësisht Shërbimin Gjeologjik Shqiptar në aktivitetet e ndryshme shkencore në vendin tonë dhe në disa vende të botës dhe njëkohësisht i ka krijuar mundësitë shumë shkencëtarëve me përvojë dhe të rinj që të shpalosnin idetë e tyre në aktivitetet të tilla.

Por, Haki CASLLI nuk ishte vetëm një specialist dhe drejtues i talentuar. Mbi të gjitha Ai ishte një bashkëshort dhe prind shembullor dhe shok e mik i shtrenjtë dhe i respektuar i shumë gjeologëve, sondistëve, minatorëve, etj. në të katër anët e vendit. Të gjithë e donin, dhe për këtë mjafton që të përmendim që në Bajram Curri atë e thërrisnin "Baca Haki" si njeriun e dashur të tyre.

Haku ndërroi jetë më 15 Tetor 2001.

Jeta dhe vepra e Haki CASLLIT do të jenë shembull për gjeologët e rinj.

T. Bico ku H. Beshku, M. Zaqaj,
I. Premti, R. Shehu, K. Gjata, H. Hallaçi,
V. Gjoni, P. Vaso, A. Kodra, F. Arkaxhiu, M. Dardha

Inxh. Gjeolog. Skënder Hoxha

Skënder Hoxha ka lindur në Pogradec më 10/09/1951. Fëmijërinë, shkollën 8-vjeçare e të mesme i kreu në qytetin e Malitit. Në vitin 1973 përfundoi studimet e larta në Universitetin e Tiranës, Fakulteti Gjeologji Miniera ku u diplomua Inxhinier Gjeolog.

Mbas një periudhe të shkurtër pune si gjeolog zbulues në vendburimet e hekur-nikelit në Bushtricë, Librazhd, për aftësitë profesionale dhe vullnetin që e karakterizonin u emërua pedagog në Shkollën e Mesme Gjeologji-Miniera, Prensjas ku puna me nivel shkencor, kultura edukative dhe kujdesi atëror spikaten gjatë periudhës 9 vjeçare të punës së tij në atë shkollë.

Në vitin 1982 e në vazhdim Skënder Hoxha u rikthye në ndërmarrjen gjeologjike të Pogradecit si gjeolog rievues në masivin ultrabazik të Shebenik-Pogradecit e më pas si gjeolog zbulues në vendburimet e argjilave të zonës së Alarupit, vendburimet e kromit Çervenakë, Pojskë, Guri i Pëllumbit, Bregu i Pishës, Shesh Bush, Bushtricë, Ozunet etj.

Dhjetra projekte, raporte e studime shkencore të dala nga dora e Skënderit janë kontribut i tij shkencor për brezat e ardhshëm.

Puna e Skënderit ka qenë shumë aktive dhe mbas viteve 1990, vite kur ai me profesionalizëm punoi në grupin e përgjithësimit të ndërmarrjes për vendburimet e kromit, dhe më pas si gjeolog në kërkim-vlertësimin e gurëve dekorativë, materialeve të ndërtimit apo perspektivës krom mbajtëse të masivit të Shebenik-Pogradecit.

Pasioni i madh për punën, korrektesia dhe urtësia me shokët, sedra profesionale dhe këmbëngulja për të guar punën deri në fund bënë që shoku, miku dhe kolegu ynë, Skënderi, të mos shkëputej nga puna dhe ditën e fundit të jetës. Pëtrjekjet e jashtëzakonshme të Skënderit për të përballuar sëmundjen nuk mundën ta mbanin më atë midis nesh. Skënderi do të mbetet në kujtesën e shokëve, miqve dhe ish nxënësve të tij, si një ndër kolegët, miqtë e pedagogët më të mirë.

Me ndarjen nga jeta të Skënderit famija humbi njeriun më të dashur të saj, kurse shoket e miqtë një nga bashkëpunëtorët më të mirë.

H. Beshku, K. Gjata, H. Hallaçi, V. Gjoni
P. Kita, H. Roqi, K. Spirollari, V. Pine,
V. Shehaj, S. Plaku, J. Adhami, Z.
Zeqollari, A. Muça, A. Hamzallari, A.
Kajacka, Sh. Gega, F. Blaceri, B. Qatipi,
A. Pilinci, R. Babasuli, K. Gegprifti, V.
Drago, P. Pavliqi R. Xhafka