

УДК 549.032

ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЭОЦЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА ТАЛЫШСКОЙ ЗОНЫ (АЗЕРБАЙДЖАН)

Керимов Вагиф Мирзамехти,
vaqifkerimov1968@gmail.com

Азербайджанский Государственный университет нефти и промышленности,
Азербайджан, AZE1010, г. Баку, пр. Азадлыг, 34.

Актуальность. В настоящее время встает вопрос о необходимости выяснения типоморфных особенностей магматических комплексов как факторов, определяющих геодинамические режимы их формирования и выяснения потенциальной рудоносности. В связи с этим в данной статье рассматриваются особенности магматических комплексов Талыша, что позволяет выяснить тектономагматические эволюции этого сложно построенного региона на Кавказе.

Цель: выяснить тектономагматическую эволюцию эоценового вулканизма Талышской зоны в пределах Азербайджана.

Объекты: эоценовый вулканизм, вулканогенная трахибазальт-трахиандезиобазальт-фонолитовая формация, петрохимический состав пород, эволюция первичного расплава.

Методы: петрографические исследования пород, химический состав пород методом рентгеноспектрального анализа, выделение магматических комплексов. Кроме того, использованы результаты анализов исследованных образцов на петрогенные элементы, как опубликованные в литературе, так и полученные методами рентгенофлуоресцентного анализа на многоканальном рентгеновском спектрометре СРМ-25 в Институте геологии и геофизики, Баку. Минералы анализировали на электронном микроскопе JXA-8200 JEOL (Япония) во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им. Карпинского (г. Санкт-Петербург).

Результаты. Анализ проведенных исследований показывает, что на протяжении от палеозоя до четвертичного времени включительно в развитии структур Талышской складчатой зоны наблюдается определенная последовательность. В строении зоны выделяются структурные этажи, соответствующие предколлизийному (мел-эоцен) и коллизийному (олигоцен-миоцен) периодам развития региона. Палеогеновые вулканогенные образования Талыша составляют юго-восточный сегмент северного вулканоплутонического пояса, в строении которого выделяются вулканогенные трахибазальт-трахиандезиобазальт-фонолитовая (ранне-средний и поздний эоцен) и интрузивная субщелочная ультраосновная (поздний эоцен-олигоцен) формации. В составе вулканогенной формации выделяются два комплекса: (ранне-среднеэоценовый) абсарокит-шошонит-щелочнобазальтовая и (позднеэоценовый) трахиандезиобазальт-фонолитовая. Дана петрографическая и петрохимическая характеристика вулканитов, составляющих первую формацию. Выяснено, что если процесс дифференциации в ранне-среднем эоцене носил более четкий характер с первоначальным образованием более магнезиальных разновидностей пород (ликрит-трахибазальты), а в последующем – более железистых (трахиандезиты и трахиандезиобазальты), то в порфириновых трахиандезитах подобного накопления железа не наблюдается. Данная петрохимическая особенность, очевидно, связана с длительностью перерыва в вулканизме, вызвавшего формирование мощной осадочно-туфогенной толщи, сопровождающееся заложением и проявлением промежуточного очага среднего состава. Вулканизм в позднем эоцене был недифференцированным и носил контрастный характер, т. е. не сопровождался образованием средних разновидностей. Появление в позднем эоцене лейцитовых фонолитов, представляющих собой щелочную ветвь, и отсутствие переходных разновидностей свидетельствуют об автономном развитии витробазальтов и лейцитовых фонолитов, связанных, возможно, с процессом раннего расщепления исходного расплава в подкорковых условиях. Сделан вывод, что от ранних фаз проявления эоценового вулканизма к поздним изменение вещественного состава по латерали выражено в проявлении более щелочных фаций с существенным преобладанием К над Na и с большим соответствием дифференциатам шошонитовой серии.

Ключевые слова:

Талышская зона, эоценовый вулканизм, тектономагматическая эволюция, вулканогенная формация, субщелочная, щелочная серия, структурные этажи.

Введение

Исследования кайнозойского магматизма Малого Кавказа в пределах различных структурно-формационных зон выявили неоднозначность его пространственного проявления и их относительную активность на протяжении кайнозойского периода формирования. Все это позволяет рассматривать кайнозойский магматизм не как единый вулканогенный «андезитовый» пояс, а как совокупность поясов, заложенных на различной по характеру строения коре континентального типа. Данная полоса проявления вулканизма охватывала структурные зоны различной этапности заложения и глубинной тектоники, что соответственно отразилось на специфике вулканизма в их пределах [1–3].

Сведения по данному вопросу носят разрозненный характер. В одних случаях магматизм увязывается с формированием межконтинентальных бассейнов с северо-направленной субдукцией и развитием внутривулканового рифта. При этом отмечается неопределенное положение зоны Бенъофа или же предполагается «остаточная» субдукция, связанная с мезозойским офиолитовым швом. В других случаях утверждается отсутствие закономерностей в проявлении кайнозойского вулканизма [4–6].

Согласно данным и в соответствии с вышеупомянутым, в палеогеновом «андезитовом» поясе Малого Кавказа выделены три вулканических пояса, охватывающие следующие структурно-формационные зоны: южный – Ордубадскую, центральный – Мисхана-

Гафанскую и Гейча-Акеринскую и северный – Талышскую.

Южный и центральный пояса проявлений кайнозойского магматизма разделены Зангезурской шовной зоной. Данная зона, включающая на северо-западе метаморфический комплекс байкалит (Мисханский), а на юго-востоке – герцинит (р. Вохчи), представляет собой полосу сопряжений двух структурных зон и является главной шовной зоной Малого Кавказа.

Северный вулканический пояс, включающий на юго-востоке Талышскую, а на северо-западе Аджаро-Триалетскую зоны, не представляет собой единый по протяженности пояс, и объединение их обусловлено структурной приуроченностью к северному обрамлению Малокавказского эпимезозойского поднятия и проявлением мощного однотипного палеогенового субщелочного вулканизма со сходными фациальными типами пород [7–9].

Выделенные палеогеновые пояса по особенностям проявления магматизма и осадконакоплению, отражающие неоднородность и блоковый характер фундамента, соответствуют крупным геотектоническим мегаблокам с характерным комплексом геологических и геофизических данных:

- южный пояс – Ордубадская зона – с проявлением палеогенового и неогенового магматизма; мощность земной коры (Принахчыванская зона) составляет 40–42 км, «базальтовый» слой больше «гранитного» почти в два раза; наблюдается соотношение гравитационного максимума (и менее минимума) с магнитным минимумом, отражающее значительную мощность и близкое расположение к поверхности практически немагнитных пород палеозойского кристаллического фундамента;
- центральный пояс – Мисхана-Гафанская и Гейча-Акеринская зоны – характеризуется проявлением палеогенового, неогенового и четвертичного вулканизма; значительная мощность земной коры 50–54 км, при близких мощностях «гранитного» и «базальтового» слоев, соответствует минимуму с участием локальных максимумов, что указывает на увеличение глубины поверхности допалеозойского фундамента;
- северный пояс – Талышская зона – характеризуется проявлением палеогенового вулканизма; мощность земной коры 35–38 км, «гранитный» слой – 3–5 км и выше, а «базальтовый» – более 25 км; наблюдается ряд гравитационных максимумов и положительная магнитная аномалия.

Вопросы, связанные с геологией, петрографией, петро-геохимическими особенностями и выяснением условий формирования кайнозойских комплексов северного пояса – Талышской зоны – нашли свое отражение в работах многих исследователей [1–3, 10–12].

Несомненным в этих работах являлось изучение авторами петрографических типов пород, формационной принадлежности, структурной приуроченности, что послужило хорошей основой для установления закономерностей проявления кайнозойского магматизма и выявления связей с процессами рудообразования.

Однако в настоящее время встает вопрос о необходимости выяснения типоморфных особенностей магматических комплексов как факторов, определяющих геодинамические режимы их формирования, и потенциальной рудоносности. В связи с этим в данной статье рассматриваются особенности магматических комплексов Талыша, что позволяет выяснить тектономагматическую эволюцию этого сложно построенного региона на Кавказе.

Особенности геологического строения Талышской зоны. Талышская зона, охватывающая юго-западную часть Азербайджана и северо-западную – Исламскую Республику Иран, расположена на западном побережье Каспийского моря. Эта зона прослеживается в северо-западном направлении от нижнего течения реки Сейфируд до реки Араз на расстоянии более 400 км. В западном направлении ограничивается Иранским Карадагом, а в восточном – Предталышским глубинным разломом (рис. 1).

Геологическим строением района, особенно его петрологическими особенностями, занимались многие исследователи. Иранская часть этого района в той или иной степени охарактеризована в их работах. В большинстве случаев исследователи на основании геологического анализа допускают, что Талышская зона является юго-восточным продолжением Малого Кавказа и северо-западным Эльбурского складчатого пояса [3, 10, 11, 13]. По последним данным М.Н. Мамедова [11], М.И. Рустамова [13] Талышская зона в северо-западном направлении отрезается от Малокавказской системы Пальмиро-Абшеронским разломом, а в юго-западном направлении, т. е. от Таромской зоны, – диагональным Богровдагским сдвигом. По данным этих авторов в юго-восточном направлении Талышская складчатая зона сливается с Эльбурской складчатой структурой. В строении мегазоны выделяются структурные этажи, соответствующие предколлизийному (мел-эоцен) и коллизийному (олигоцен-миоцен) периодам развития региона. Для предколлизийного периода выделяются три этажа: 1 – меловой, с карбонатной формацией, 2 – палеоценовый, с туфогенно-осадочной формацией, 3 – эоценовый, с вулканогенной щелочно-базальтовой и интрузивной субщелочно-ультрасосновой формациями, а для коллизийного два этажа: 4 – олигоцен-раннемиоценовый, с терригенной морской и молассовой формацией и 5 – позднемиоцен-плиоценовый, с континентально-молассовой формацией (рис. 2) [10, 11, 14, 15].

В Талышской зоне развиты палеозойские, мезозойские и кайнозойские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные комплексы.

Самые древние отложения выходят на дневную поверхность на южном и юго-восточном продолжении. Здесь эти отложения сложены метаморфическими сланцами, а также офиолитами, приуроченными к обоим крыльям Богровдагского антиклинория. Докембрийские отложения с угловым несогласием перекрываются палеозойскими известняками, филлитами, туфогенными сланцами и др. Раннемезозойские – триасовые и юрские отложения – представлены маломощными карбонатными породами-известняками, известковистыми песчаниками, глинистыми сланцами и др. [12, 13, 16–18].

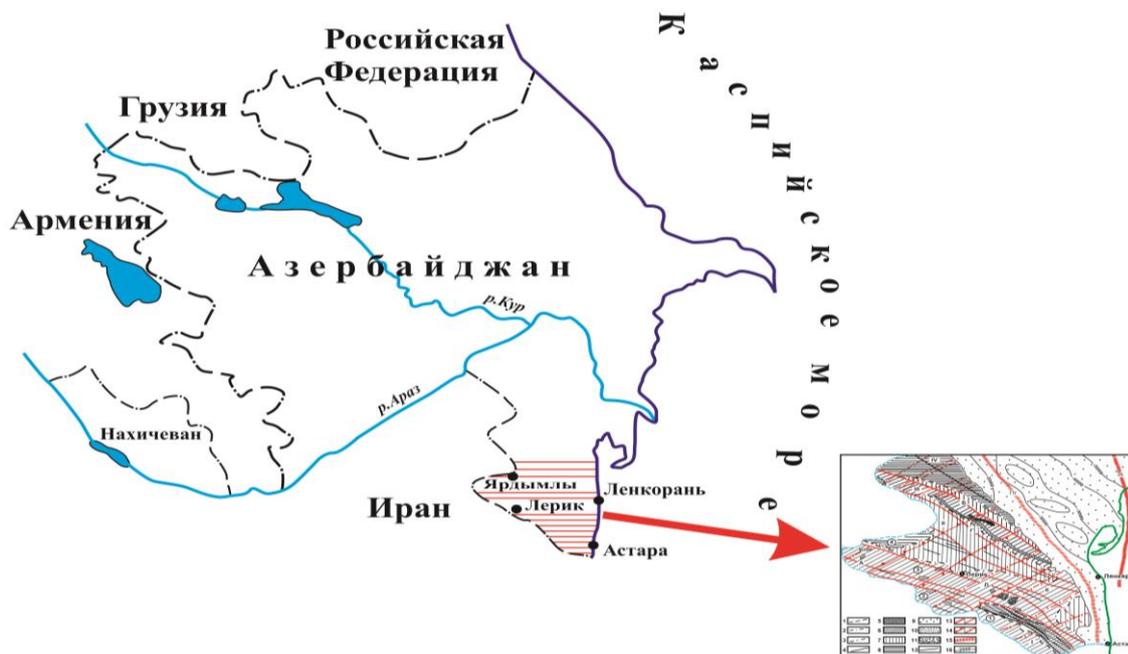


Рис. 1. Обзорная карта Азербайджанской Республики
 Fig. 1. Overview map of the Republic of Azerbaijan

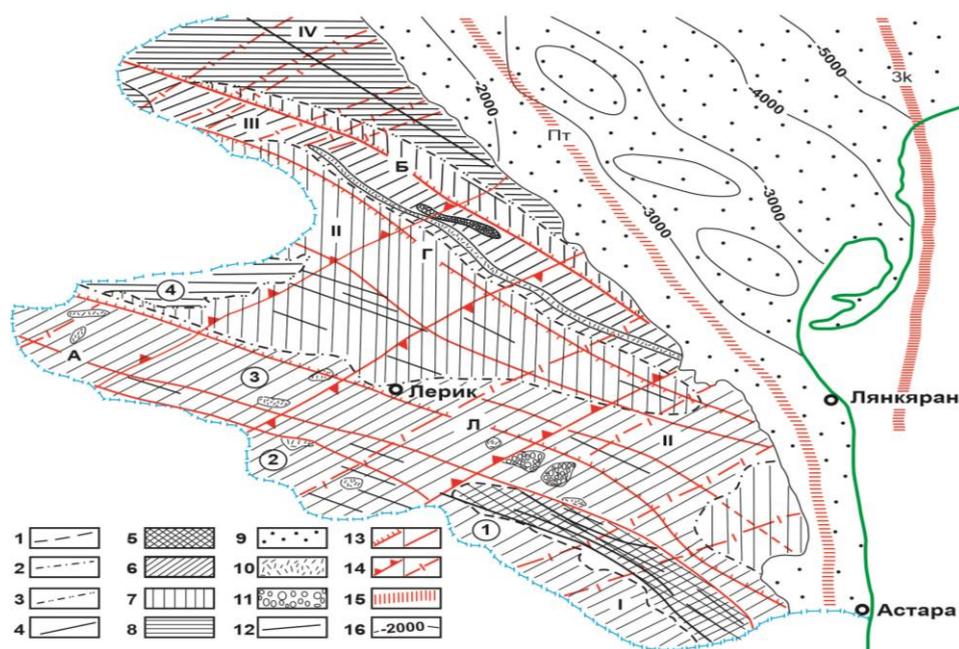


Рис. 2. Геолого-тектоническая карта Талышской зоны. По А.Д. Исмаил-заде [1]. Условные обозначения: 1–4 – границы структурных этажей по подошве: 1 – раннего эоцена; 2 – раннего олигоцена; 3 – среднего миоцена; 4 – плейстоцена; 5–9 – формации и комплексы: 5 – осадочно-туфогенная верхнего мела-палеоцена; 6 – вулканогенная (щелочная базальтоидная) эоцена; 7 – морская молассовая олигоцена-раннего миоцена; 8 – лагунно-морская среднего миоцена; 9 – континентально-морская квартера; 10, 11 – субвулканические интрузивы: 10 – эоценовые; 11 – субщелочные ультраосновные; 12 – ось складки; 13 – разломы на границах тектонических зон; 14 – поперечные разломы (флексуры); 15 – погребенные глубинные разломы по данным геофизики; 16 – изолинии по погребенной поверхности верхнего мела

Fig. 2. Geological and tectonic map of the Talysh zone, by A.J. Ismail-Zadeh [1]. Legend: 1–4 – boundaries of structural levels along the base: 1 – Early Eocene; 2 – early Oligocene; 3 – Middle Miocene; 4 – Pleistocene; 5–9 – formations and complexes: 5 – sedimentary-tuffaceous Upper Cretaceous–Paleocene; 6 – volcanogenic (alkaline basaltoid) Eocene; 7 – marine molasse of the Oligocene–Early Miocene; 8 – lagoon-marine Middle Miocene; 9 – continental maritime quarter; 10, 11 – subvolcanic intrusions: 10 – Eocene; 11 – subalkaline ultrabasic; 12 – axis fold; 13 – faults at the boundaries of tectonic zones; 14 – transverse faults (flexures); 15 – buried deep faults according to geophysical data; 16 – isolines along the buried surface of the Upper Cretaceous

Меловые отложения в южном Талыше получили широкое распространение и характеризуются фациальным разнообразием. Так, в южном Талыше преимущественно развиты известняки, доломиты, мраморы и др. В северном же Талыше меловые отложения ограничены туфогенными отложениями.

Датско-палеоценовые отложения представлены туфогенно-осадочной толщей при общей мощности 1200–1600 м, трансгрессивно с базальными конгломератами в основании, залегают на карбонатно-терригенном комплексе позднего мела. Анализ фаций и мощностей палеоценовых отложений в пределах азербайджанской части Талыша позволяет выделить в его составе три горизонта (снизу вверх): туфоалевролитовый, 2) туфопесчаниковый, 3) туфогравелитовый.

Выше залегают вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, сформировавшиеся в процессе эоценового этапа осадконакопления и вулканизма. Они расчленяются на два комплекса: ранне-среднеэоценовый и позднеэоценовый, отражающих, соответственно, два этапа вулканической деятельности. Эоцен-раннеолигоценовому этапу развития Талышской зоны соответствуют трахибазальт-трахиандезитобазальт-фонолитовая и субщелочная перидотит-габбро-сиенитовая формации [19–22].

В составе первой формации установлены два комплекса, характеризующие ранне-среднеэоценовый и позднеэоценовый подэтапы вулканической активности.

Ранне-среднеэоценовый вулканизм (абсарокит-шошонит-щелочно-базальтовый комплекс) получил наибольшее площадное и фациальное разнообразие в центральной и северо-западной частях Талышской зоны. В составе этого комплекса по данным автора выделяются несколько толщ, соответствующих отдельным фазам ранне-среднеэоценового вулканизма (снизу вверх): толща туфов трахиандезитобазальтов, толща трахибазальтов, толща абсарокитов и лейцитовых тефритов, осадочно-туфогенная толща, толща щелочных базальтов, флишодная осадочно-туфогенная толща, толща анальцимовых трахиандезитобазальтов, туфогенно-осадочная толща, толща субщелочных витробазальтов и трахибазальтов, толща эпилейцитовых фонолитов [11, 16].

Наряду с вулканогенными комплексами в пределах Талышской зоны выделяются интрузивные породы субщелочного ультраосновного состава. Они развиты в позднеэоцен-олигоценовое время и находятся в зоне пересечения северо-западных структур (Астаринское и Буроварское поднятия) с северо-восточным (Гамаратское и Масаллинское поднятия) и представлены штокообразными пластовыми телами.

По геологическому положению, составу, а также по взаимоотношению слагающих пород субщелочная ультраосновная формация расчленяется на два комплекса: 1) субщелочную пикрит-перидотитовую, 2) субщелочную габбро-сиенитовую. Позднеэоцен-раннеолигоценовый пикрит-перидотитовый комплекс имеет наибольшее распространение. Породы субщелочного габбро-сиенитового комплекса развиты сравнительно ограниченно.

Песчано-глинистая толща (олигоцен-ранний миоцен) занимает значительную площадь на северном Талыше и участвует в строении Джалилабадского и Ярдымлинского синклиналиев. Отложения толщи с базальными конгломератами в основании залегают на подстилающей туфогенно-осадочной толще позднего эоцена. На северо-западном продолжении Талыша отложения этой толщи также перекрываются глинисто-песчанистыми образованиями позднемиоценового возраста [15].

Четвертичные отложения широко развиты в нижней части Талыша, они представлены известковистыми глинами с отдельными слоями песков.

Таким образом, за период от палеозоя до четвертичного времени включительно в развитии структур Талышской складчатой зоны наблюдается определенная последовательность в их заложении.

В тектоническом развитии Талышской складчатой структуры в конце верхнего мела произошло расчленение зоны и зародилось Астаринское поднятие, в связи с чем между поздним мелом и палеоценом образовались базальные конгломераты. Это объясняется тем, что в это время было сильное поднятие региона, особенно в юго-восточной части, в пределах Ирана, и в результате этого формировались терригенные грубообломочные отложения. В результате таких тектонических движений в палеоценовое время образовалась мощная вулканогенная толща (1200–1400 м). Гамаратское поднятие и Космальянский прогиб формировались в конце палеоцена. После их формирования в эоценовое время образовались более мелкие структуры. В их пределах вулканические центры были приурочены к определенным разрывным структурам. В конце эоцена было общее поднятие региона, и сформировался Ярдымлинский прогиб. В среднем и позднем миоцене Талышская зона в результате общего поднятия полностью освободилась от моря. В результате неотектонических движений регион осложнялся различными сбросами, надвигами и взбросами.

В Талышской зоне формировались разрывные нарушения, характеризующие интенсивность тектонических движений, которые рассматриваемую область расчленили на отдельные блоки, и являлись в основном магнаподводящими. Эти тектонические блоки четко отличаются друг от друга прежде всего по геологическому строению, развитию вулканических, интрузивных и туфогенно-осадочных образований, развиты различные разрывные структуры. Они характеризуются интенсивностью тектонических движений, имевших место в различные геологические эпохи. Одна группа разломов преимущественно контролирует границы структурных этажей зоны. Другая группа определяет границы поперечных поднятий и прогибов. И, наконец, относительно мелкие, локальные разломы, имеющие различные направления, приурочены к конкретным комплексам.

Поперечные разрывные структуры в достаточной мере осложняют продольные складчатые структуры, такие как Астаринский, Буроварский и другие. Они представлены Астаринским, Пилачай-Госмольянским, Киви-Халхальским прогибами, а также Масаллин-

ским поднятием. Можно заключить, что в раннеэоценовое время рассматриваемая зона интенсивно подвергалась раздроблению и расчленению, в результате чего формировались поперечные разломы. В пределах рассматриваемой области структурно-формационные зоны разделены этими разломными структурами. Многие из них носят региональный характер, другие образуют широкие надвиговые полосы. Например, к северо-восточному борту Астаринского поднятия приурочена одна из таких полос, имеющих взбросовый тип. Здесь, над среднеэоценовым вулканогенным комплексом, лежат отложения палеоэоценового возраста. Следует отметить, что к этим разрывным структурам приурочен ряд вулканических центров эоценового возраста. Аналогичная картина наблюдается также в пределах Буроварского поднятия. Здесь осадочные отложения олигоцен–миоцена тектонически перекрыты туфогенно-осадочной толщей верхнего эоцена.

Отмеченные разрывные структуры подтвердились современными геофизическими исследованиями (по данным GPS-наблюдений и др.). Так, установлено, что отдельные тектонические структуры Талышской зоны подвержены сжатию, а в Лерикском и Ярдымлинском районах отмечаются сдвиги. Здесь установлены три типа разрывных нарушений: сбросы, сдвиги и взбросы [12].

Эоценовый вулканизм Талышской зоны. Талышская складчатая зона характеризуется широким развитием щелочно-базальтового вулканизма. Считается, что над жестким фундаментом погружался Талышский прогиб. Об этом свидетельствуют геофизические данные. Так, в пределах Талышской зоны допалеозойский фундамент с востока на запад поднят от 5 до 10 км, и в литературе выделяется как Талышский фундамент. Эти отложения отделяют Малый Кавказ от Талыша и участвуют в строении Западно-Каспийского поднятия.

По мнению многих исследователей они развивались в условиях растяжения в задуговых рифтах. В условиях рифтогенеза глубинные разломы способствовали подъему щелочно-базальтового расплава, находящегося на границе, кора–мантия [1, 6, 11, 14–18].

Палеогеновые и неогеновые формации собраны в складки, составляющие структурные зоны региона: Астаринскую, Лерик-Ярдымлинскую, Буроварскую, Джалилабадскую и Южно-Муганскую, которые при общей северо-запад-юго-восточной протяженности осложнены системами поперечных структур, оказывающих существенное влияние на характер и состав осадочных и вулканогенных образований.

Палеогеновые вулканогенные образования Талыша составляют юго-восточный сегмент северного вулканоплутонического пояса, в строении которого выделяются вулканогенные трахибазальт-трахиандезитобазальт-фонолитовая (ранне-средний и поздний эоцен) и интрузивная субщелочная ультраосновная (поздний эоцен-олигоцен) формации. В составе вулканогенной формации выделяются два комплекса: (ранне-среднеэоценовый) *абсарокит-шошонит-щелочнобазальтовый* и (позднеэоценовый) *трахиандезитобазальт-фонолитовый*.

Ранне-среднеэоценовый абсарокит-шошонит-щелочнобазальтовый комплекс (~3000 м) наиболее развит в центральной части Астаринского антиклинория, в Космальянском прогибе, а также по его северо-восточному борту. Представлен он толщами (снизу вверх): лавы и пирокласты пикрит-трахибазальтов и лейцитовых базанитов (450 м), вулканические конгломерато-брекчии андезитобазальтов (440 м), осадочно-туфогенная толща (200–600 м), автокластитовые лавы и вулканические брекчии трахиандезитов и трахиандезитобазальтов (450 м), флишоидная осадочно-туфогенная толща (600–800 м), плагиопорфиновые трахиандезитобазальты и трахиандезиты (1000–1200 м).

Для вулканических формаций характерно проявление лаво-пирокластической (шаровые и автокластитовые лавы, туфы и вулканические брекчии) и субвулканической (некки, пластовые инъекции, штоки и дайки) фациях [12, 20, 21].

Позднеэоценовый комплекс (~1500 м) распространен северо-западнее, в Дыманском прогибе, и представлен следующими толщами: туфогенно-осадочной (800 м), лав и пирокластов субщелочных витробазальтов, трахибазальтов (~500 м) и лейцитовых фонолитов (~200 м).

Для вулканизма данной стадии характерен центрально-трещинный тип извержения с преимущественным проявлением лавовой (шарово-глыбовые лавы) и менее пирокластической (туфы с бомбами) фаций. Субвулканическая фация представлена в виде мелких шиповидных тел, куполов и маломощных пластовых интрузивов. В составе позднеэоценового комплекса отмечены субщелочные витробазальты, трахидолериты (эссекситы) и лейцитовые фонолиты.

Петрографическая характеристика. В составе ранне-среднеэоценового вулканогенного комплекса наблюдаются, преимущественно, трахибазальты, оливин-лейцитовые тефриты, трахидолериты (эссекситы), трахиандезитобазальты, плагиопорфиновые трахиандезиты, лейцитовые трахиандезиты, трахиты и др.

Трахибазальты – порфиновые породы с пилотакситовой и интерсертальной основной массой, нередко с палагонитовыми обособлениями, миндалевидные. Вкрапленники представлены: плагиоклазом (An_{47-54}), обрамленным каймой анортклаза, авгитом ($Wo_{47}En_{41}Fs_{12}$), титаноавгитом, оливином (Fa_{19}), нередко замещенным иддингсит-боулингитом, и титанмагнетитом ($TiO_2=12-14\%$). Характерны гломеропорфиновые сростки пироксена с оливином, плагиоклазом и магнетитом. Наблюдается интенсивная цеолитизация (анальцим, натролит, томсонит) и кальцитизация (рис. 2). Разности пород с высоким содержанием пироксена (до 40 %) соответствуют пикрит-трахибазальтам.

Трахидолериты и эссекситы (55 млн лет) слагают субвулканические тела и при близости с эффузивами по минералогическому составу отличаются от них микродолеритовой и офитовой структурами, с калинатовым полевым шпатом и анальцимом в интерстициях. Разновидности с высоким содержанием позднемагматического анальцима соответствуют габбро-тешенитам.

Оливин-лейцитовые тефриты (52 млн лет) – меланократовые порфиновые породы с оцелярово-интерсертальной основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом (An_{50-55}) призматических и табличатых форм, лейцитом ($N=1,509\pm 0,002$) шестигранных форм с зонально расположенными включениями вулканического стекла, титаноавгитом со структурой «песочных часов» и единичными зернами оливина, замещенными иддингсит-боулингитом. Лейциты в основной массе имеют неправильные формы и часто располагаются по контуру вкрапленников пироксена.

Трахиандезитобазальты – автокластитовые лавы с брекчиевой текстурой. Для них характерна порфирукластическая структура с пилотакситовой и гиалопилитовой основной массой. Фенокристаллы представлены плагиоклазом (An_{45-48}), пироксеном (авгит, титаноавгит, эгирин-авгит), оливином и менее санидином и биотитом. Основная масса сложена плагиоклазом, пироксеном, санидином и магнетитом в непрозрачном вулканическом стекле с миндалинами, выполненными анальцимом, натролитом и кальцитом.

Плагиопорфиновые трахиандезиты (42 млн лет) – светло-серые мегаплагиопорфиновые породы с гиалиновой, витрофировой и пилотакситовой основной массой. Вкрапленники представлены, преимущественно, мегакристаллами (1–3 см) плагиоклаза (An_{48-55}), менее авгит-диопсида и единичного оливина. Плагиоклазы часто окаймлены аноклазовой оторочкой. Лейцитовые разности состоят из оцелярово-пилотакситовой основной массы с вкрапленниками лабрадора, лейцита (замещенного анальцимом), эгирин-авгита.

Трахиты – лейкократовые породы с трахитовой структурой и вкрапленниками санидина ($2V=-(18-24)$, $Or_{75,0} Ab_{23,0} An_{2,0}$), плагиоклаза и менее авгита, эгирин-авгита, апатита, биотита и роговой обманки. Пепловые туфы аналогичного состава содержат мелкие округло-изометричные изотропные выделения анальцима.

В составе позднеэоценового комплекса отмечены субщелочные витробазальты, трахидолериты (эссекситы) и лейцитовые фонолиты [16].

Субщелочные витробазальты (трахибазальты) (42 ± 2 млн лет) – меланократовые порфиновые породы с витрофировой и гиалопилитовой основной массой и вкрапленниками плагиоклаза, An_{52-54} (20 %), авгита и диопсид-авгита Wo_{46} , En_{41} , Fs_{12} (12 %), оливина (10 %) и титан-магнетита с TiO_2 – 15–20 %. Для вулканических бомб (0,1...0,2 м) при аналогичных вкрапленниках отмечается гиалиновая основная масса с вулканическим стеклом (сидеромелан), переполненным кристаллитами типа спокулитов и лонгулитов. Отмечаются многочисленные микробомбы (лапилли), представляющие собой черные базальтовые стекла ($N=1,530...1,632$), с кристаллокластами пироксена, оливина, плагиоклаза.

Трахидолериты и эссекситы субвулканов – порфиновые и порфировидные породы с интерсертально-долеритовой и офитовой структурами основной массы. Минералогический состав их представлен пла-

гиоклазом An_{58-68} (35–40 %), оливином, Fa_{18-20} (20 %), пироксеном (авгит, энстатит – 15–20 %), аноклазом (18–20 %), биотитом (1 %), магнетитом, апатитом и хлоритом. Отмечаются разности трахидолеритов с высоким (до 10 %) содержанием ильменита (пластовый интрузив Буровара). Последний представлен двумя генерациями: ранней – игольчатые кристаллы, образующие «рудную решетку», и поздней – редкие изометричные выделения, явно ксеноморфные к цветным минералам. В составе долеритового мезостазиса содержание аноклаза достигает 80 %.

Лейцитовые фонолиты (30–32 млн лет) – порфиновые породы с трахитоидной основной массой и вкрапленниками санидина ($2V=-(30-44)$; $Or_{60,2} Ab_{37,0-23,6} An_{2,2-3,0}$), лейцита, плагиоклаза (An_{48-50}), менее титаноавгита, измененного оливина и единичных зерен роговой обманки, а также апатита, титан-магнетита. Лейцит во вкрапленниках встречается в шести- и восьмиугольных сечениях, обтекается микролитами основной массы. В отдельных индивидах устанавливаются мельчайшие включения с характерным зональным расположением. Часты сростки двух-трех индивидов. Лейцит в основной массе образует глазки и реже шестиугольные кристаллы (0,03...0,07 мм). Для пород характерна вариолитовая текстура, выражающаяся в наличии в основной массе коллоидально-конкреционных обособлений, представляющих собой при больших увеличениях тонкое переплетение игольчатых микролитов. Образование их, согласно Ф.Ю. Левинсон-Лессингу, вызывается быстрым затвердением расплава.

Петрохимическая характеристика. Петрохимическая характеристика вулканогенной формации Талышской зоны основана на более 100 силикатных анализах, из которых 60 выполнены по материалам автора (таблица) (в таблице проводится только 30 анализов).

Фигуративные точки составов породы формации на классификационной диаграмме Петрокомитета России [22] (рис. 3) главным образом сконцентрированы в поле щелочных и субщелочных серий. Причем по уровню щелочности доминирующее положение занимают щелочные базальтоиды первого комплекса. Породы второго комплекса в основном располагаются в поле субщелочной серии. Лейцитовые фонолиты этого комплекса характеризуются повышенным содержанием щелочных окислов, и точки состава этих пород на классификационной диаграмме сконцентрированы в поле щелочной серии (рис. 3).

Изучение петрохимических особенностей отдельных толщ формации показывает, что содержание породообразующих компонентов по мере перехода от одной толщи к другой изменяется, т. е. отражает характер дифференциации исходной субщелочной базальтовой магмы на различных уровнях земной коры.

Общие петрохимические черты вулканогенных формаций определяются недосыщенностью кремнеземом, низким содержанием TiO_2 , высокой щелочностью при $K/Na > 1$ и OL-Ne ассоциацией. В эволюции составов наблюдается последовательное уменьшение железа, магния, кальция и увеличение щелочности и

глинозема по мере возрастания кремнезема с преобладанием в конечных фазах калия. При этом в составе пород увеличиваются анортотлаз, санидин, появляе-

тся лейцит и повышается содержание титана в темноцветных минералах с появлением в лейцитовых фолонитах и габбро-сиенитах ильменита и сфена.

Таблица. Химический анализ пород эоценовой трахибазальт-трахиандезитбазальт-фонолитовой формации Талышской зоны (по [12])

Table. Chemical analysis of rocks Eocene trachybasalt-trachyandesite basalt-phonolite formation of the Talysh zone (according to [12])

Состав № ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Σ
1	52,40	0,16	23,26	2,16	1,75	0,36	2,46	4,21	5,11	2,34	0,21	5,66	100,08
2	51,46	0,37	22,33	3,36	2,75	0,16	3,75	6,32	3,34	2,23	0,16	4,25	99,50
3	54,76	0,10	19,36	1,86	1,75	0,11	1,84	6,75	3,46	4,57	0,26	4,68	99,50
4	55,48	0,06	20,21	1,38	2,16	0,12	1,76	5,47	3,75	4,82	0,38	4,61	100,20
5	48,81	1,19	14,71	2,10	6,80	0,14	7,67	9,21	3,15	2,23	0,52	3,34	99,87
6	42,0	1,82	9,61	0,09	12,0	0,17	12,65	19,36	0,62	0,24	0,29	0,64	99,44
7	49,74	0,94	19,43	2,51	4,73	0,16	3,66	8,84	4,75	2,36	0,28	2,42	99,82
8	48,49	0,70	17,20	4,67	3,36	0,16	4,36	9,01	4,51	3,94	0,45	3,54	100,39
9	50,31	1,10	17,36	4,63	3,26	0,18	3,21	9,31	4,23	4,26	0,37	1,46	99,68
10	47,50	0,91	13,90	5,19	3,80	0,17	5,92	9,50	3,46	5,12	0,31	3,74	99,52
11	45,33	0,65	16,32	4,23	4,83	0,21	6,38	8,48	5,82	3,42	0,25	3,78	99,70
12	50,98	0,91	14,70	2,41	6,78	0,17	5,27	4,85	0,60	8,80	0,43	3,75	99,25
13	50,21	0,56	16,46	3,36	4,23	0,23	4,32	6,73	4,24	5,43	0,25	3,28	99,30
14	48,20	1,11	15,46	3,23	6,16	0,17	7,33	7,63	3,74	3,86	0,33	2,73	99,95
15	48,34	0,68	12,54	3,01	6,39	0,15	12,31	7,27	2,85	3,55	0,44	2,67	100,27
16	48,83	0,97	17,25	4,29	5,57	0,15	7,28	9,38	1,90	3,88	0,40	2,56	100,46
17	48,03	0,96	16,66	2,05	8,31	0,11	6,48	9,03	2,48	2,57	0,39	2,73	99,80
18	50,59	0,87	16,40	4,27	3,91	0,16	3,90	7,82	2,85	4,94	0,40	3,10	99,30
19	47,79	1,30	16,35	7,94	3,36	0,16	3,89	9,11	3,52	2,94	0,69	2,08	99,13
20	52,26	0,88	19,37	3,38	2,12	0,17	2,13	6,25	3,20	5,60	0,28	3,86	99,50
21	50,99	0,88	18,03	5,83	3,30	0,21	2,09	9,31	4,55	3,37	0,23	1,80	100,50
22	54,20	0,69	19,25	2,79	2,73	0,12	1,75	7,50	4,21	4,07	0,54	2,23	100,08
23	53,20	0,84	17,18	2,98	2,74	0,13	2,93	4,83	5,17	3,48	0,65	4,64	99,37
24	52,60	0,93	18,23	3,47	2,71	0,71	3,13	4,52	3,81	4,01	0,83	4,15	99,10
25	51,68	1,18	19,11	3,46	3,92	0,11	4,10	5,27	3,08	5,01	0,78	2,85	100,55
26	50,87	0,98	16,22	4,26	5,19	0,18	7,43	8,19	2,82	2,82	0,25	0,38	99,59
27	49,30	0,76	18,80	3,90	5,01	0,22	5,10	8,50	3,04	2,72	0,26	1,75	99,38
28	49,60	1,44	16,01	4,59	5,86	0,16	4,41	9,41	2,81	3,31	0,18	1,68	100,06
29	49,64	1,12	16,25	3,82	6,38	0,17	6,30	7,55	2,85	3,22	0,44	1,55	99,79
30	56,19	0,85	16,98	3,25	2,76	0,09	2,51	1,69	1,93	9,60	0,55	2,60	99,0

Примечание: 1–4 – санидиновые туфы трахиандезитбазальтов, 5 – клинопироксенит, 6 – субщелочное габбро, 7–9 – анальцим-биотитовые и розовообманковые трахибазальты, 10 – абсарокит, 11 – шошонит, 12 – лейцитовый трахибазальт, 13, 14 – тефриты, 15, 16 – трахидолериты; 17, 18 – эссекситы, 19–21 – щелочные базальтоиды, 22, 23 – анальцимовый трахиандезитбазальт, 24, 25 – латит, 26 – субщелочной базальт, 27 – трахибазальт, 28 – трахиандезит, 29 – эссексит, 30 – эпилейцитовый фонолит.

Note: 1–4 – sanidine tuffs of trachyan-de-basalts, 5 – clino-pyroxenite, 6 – subalkaline gabbro, 7–9 – analcime-biotitite and horny debris trachybasalts, 10 – absarokite, 11 – shoshonite, 12 – leucite trachybasalt, 13, 14 – tephrites, 15, 16 – trachydolerites, 17, 18 – essexites, 19–21 – alkaline basaltoids, 22, 23 – analcime basalt trachyandesite, 24, 25 – latite, 26 – subalkaline basalt, 27 – trachybasalt, 28 – trachyandesite basalt, 29 – essexite, 30 – epileucite phonolite.

Так, трахибазальты позднего эоцена по отношению к таковым ранне-среднего отличаются повышенными содержаниями TiO₂ и пониженными Na₂O и K₂O, при близком соответствии в содержаниях Al₂O₃, ΣFeO, CaO и MgO. Подобная специфика вариаций петрохимических окислов в эволюционном развитии вулканизма за период от ранне-среднеэоценовой к позднеэоценовой стадиям свидетельствует об изменении составов исходных магматических расплавов и соответственно тектонических условий их проявления.

Необходимо отметить, что, если процесс дифференциации в ранне-среднем эоцене носил более четкий характер с первоначальным образованием более магнезиальных разностей пород (пикрит-трахибазальты), а в последующем более железистых (трахиандезиты и трахиандезитбазальты), то в порфировых трахиандезитах подобного накопления железа

не наблюдается. Данная петрохимическая особенность, очевидно, связана с длительностью перерыва в вулканизме, вызванного формированием мощной осадочно-туфогенной толщи, сопровождавшейся заложением и проявлением промежуточного очага среднего состава [21, 22].

Вулканизм в позднем эоцене был недифференцированным и носил контрастный характер, т. е. не сопровождался образованием средних разностей. Появление в позднем эоцене лейцитовых фонолитов, представляющих собой щелочную ветвь, и отсутствие переходных разностей свидетельствуют об автономном развитии витробазальтов и лейцитовых фонолитов, связанных, возможно, с процессом раннего расщепления исходного расплава в подкорковых условиях.

Итак, от ранних фаз проявления эоценового вулканизма к поздним изменение вещественного состава

по латерали выражено в проявлении более щелочных фаций с существенным преобладанием К над Na и с

большим соответствием дифференциатам шошонитовой серии.

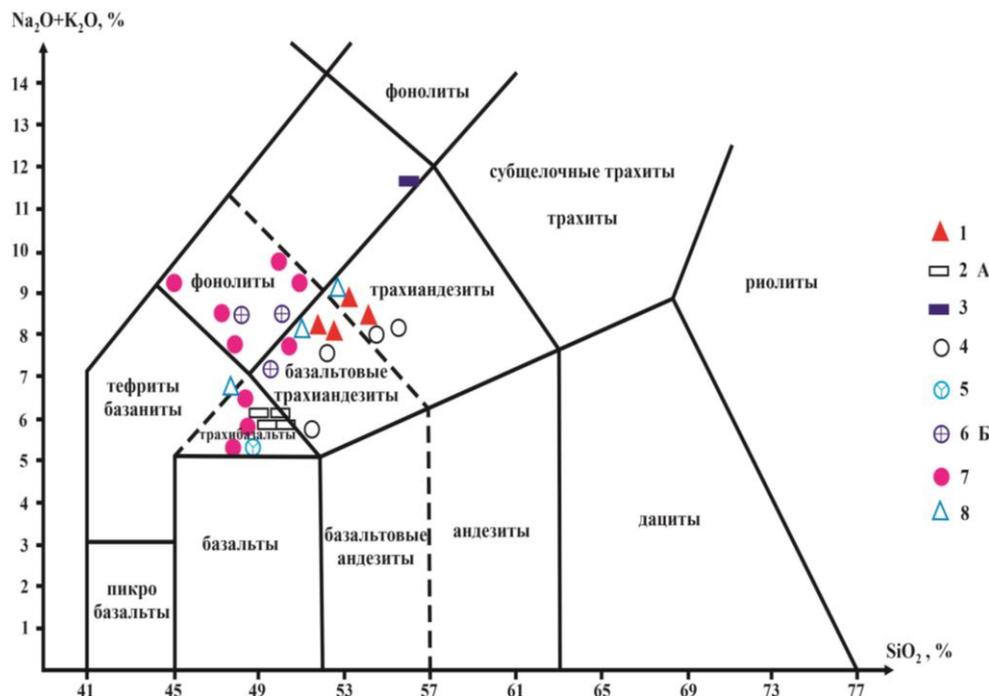


Рис. 3. Распределение ($\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ %) на классификационной диаграмме [23] пород трахибазальт-трахиандезитово-базальт-феонолитовой формации Талышской зоны. Абсорокит-шошонит-щелочнобазальтовый комплекс: 1 – анальцимовые санидиновые трахибазальтовые туфы; 2 – клинопироксены и субщелочные габброиды; 3 – анальцимовые, биотитовые и горнблендитовые трахибазальты; 4 – абсорокиты, шошониты, тейфриты, лейцитовые трахибазальты, трахидолериты, эссекситы; 5 – щелочные базальтоиды; Трахиандезитово-базальт-феонолитовый комплекс: 6 – оливиновые лейцитовые, анальцимовые эссекситы; 7 – субщелочные базальты, трахибазальты, трахидолериты, эссекситы; 8 – лейцитовые феонолиты

Fig. 3. Distribution ($\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ %) of the rocks of the trachybasalt-basalt-trachyandesite-phonolite formation of the Talysh zone on the classification diagram [23]. Absarokite-shoshonite-alkaline basalt complex: 1 – analcimed sanidine trachybasalt tufts; 2 – clinopyroxenes and subalkaline gabbroids; 3 – analcime, biotite and hornblendite trachybasalts; 4 – absorokites, shoshonites, tephrites, leucite trachybasalts, trachydolerites, essexites; 5 – alkaline basaltoids; Trachian-desi-basalt-phonolite complex: 6 – olivine leucite, analcime essexites; 7 – subalkaline basalts, trachybasalts, trachydolerites, essexites; 8 – leucite phonolites

Тектономагматическая эволюция эоценового вулканизма Талыша. Проведенные геолого-тектонические исследования показывают, что Талышская зона является западным и северо-западным продолжением Эльбурсской складчатой системы Ирана, которая расположена между Пальмиро-Абшеронским и Сейфирудским разломами. Зона испытала сложный путь эволюции от Палеотетиса через Мезотетис к коллизионному этапу развития.

На рубеже позднего палеоцена и начала эоцена отмеченная зона испытывала интенсивные поднятия и складчатость, в результате чего формировался структурный этаж. В этой геодинамической обстановке произошло расчленение всех продольных складчатых структур Талышской зоны и осложнение поперечными поднятиями и прогибами. На ранне-эоценовой стадии расчленения доэоценового фундамента, поперечные разломы являлись поставщиками слабодифференцированного субщелочного оливин-базальтового расплава к земной поверхности. Другими словами, формируются вулканы промежуточной и поздней фазы раннеэоценового вулканизма, сло-

женные субщелочными базальтами, трахибазальтами, абсоракитами, шошонитами, эссекситами, анальцимовыми и лейцитовыми базальтами. Они перекрывают эродированные поверхности дислоцированных отложений палеоцена. Над вулканидами раннего эоцена расположены вулканиды ранней фазы позднего эоцена, которые представлены чередованием лав и пирокластов латитов и трахиандезитов.

Наличие порфировых минералов, а также наличие ксенолитов включений и минералов, обнаруженных в составе пород раннеэоценового вулканизма, позволяют допустить, что исходный субщелочной оливин-базальтовый расплав при подъеме к верхним структурным этажам земной коры задерживался в разноглубинных промежуточных очагах.

По-видимому, позднепалеоцен-раннеэоценовые магнаподводящие поперечные разломы поэтапно раскрыли разноглубинные промежуточные очаги. Относительно более глубокие поперечные разломы пересекали все палеоценовые и частично верхнемеловые туфогенно-осадочные и терригенно-карбонатные комплексы [24, 25].

Следующие процессы активизации данных поперечных разломов происходили несколько позже, по видимому, в раннеэоценовое время. Отмеченный вышеуказанный расплав в этом этапе в промежуточном очаге не испытывал существенной кристаллизации и дифференциации. Об этом свидетельствует и относительная слабодифференцированность пород промежуточной и поздней фаз раннеэоценового вулканизма. Однако отсутствие здесь среднеэоценовых туфогенно-осадочных и вулканогенных образований говорит о том, что в результате среднеэоценовой трансгрессии поперечные прогибы испытывали локальные сжатия и поднятия. На ранней стадии позднеэоценового подэтапа развития здесь происходило формирование пород толщи мегаплагиопорфировых трахиандезибазальтов.

В конце верхнего эоцена на северном и северо-западном отрезках зоны образуются разобщенные, изолированные прогибы, которые в последующем заполняются туфогенными, туфогенно-осадочными и нормально осадочными туфопесчаниками, туфоалевролитами, песчаниками, алевритами и аргиллитами. При этом в ряде изолированных бассейнов происходило формирование однородных субщелочных базальтоидов. Здесь субщелочные базальтоиды слабодифференцированы и преобладают эффузивно-субвулканические фации, а породы пирокластической фации в ничтожном количестве.

Проведенный геолого-петрологический анализ показывает, что здесь промежуточные очаги находились в более глубоких условиях – 20–25 км. После верхнеэоцена, в начале олигоцена, в Талышской зоне происходит поднятие и образуется складчатость, в результате которой формируется эоценовый структурный этаж.

На данном подэтапе развития Талышской зоны формировались субщелочные ультраосновные интрузивы. В условиях сжатия более плотный субщелочной, ультраосновной расплав среди туфогенно-осадочных комплексов палеоцена и эоцена локализовался между пластами преимущественно в виде силл, лакколлитов и пластообразных интрузивных тел.

Закономерности локализации рудных и нерудных полезных ископаемых Талышской зоны. Из вышеприведенных геолого-тектонических и магматических факторов видно, что рассматриваемая зона является потенциально рудоносной. Здесь можно отметить лишь несколько рудных и нерудных проявлений и месторождений. К числу рудных месторождений и проявлений относятся Курлинское железо-арсенское, Дузабельское барит-полиметаллическое, Междарское медное, Гамаратское медно-никелевое, а также титаномагнетитовые пески и др. К месторождениям нерудных полезных ископаемых относятся Шандан-Галасинское и Астаринское цеолитовые месторождения, Кашкахалское, Тазакендское проявления исландского шпата и др.

Рудные месторождения и проявления зоны сосредоточены на узлах пересечения поперечных и продольных разломов. В ряде случаев они контролируются региональными продольными разломами. В

зоне разломов вмещающие породы разрыхлены, брекчированы, лимонитизированы, каолинизированы, окварцованы, прорезаны разнонаправленными тонкими кальцит-кварцевыми прожилками и неравномерно пиритизированы, малахитизированы. Гидротермальному изменению были подвергнуты вулканы раннего эоцена. Гидротермально-измененная зона прослеживается на расстоянии более 100 м при мощности 30–40 м.

Оруденение, в виде вкрапленностей пирита, примазок малахита и азурита, распространено по всей зоне неравномерно, так как интенсивное рудопроявление имело место в участках зоны, где произошло сильное окварцевание и аргиллизация, которые, в свою очередь, указывают на проявление поствулканического гидротермального метасоматизма.

Цеолитосодержащие породы развиты в туфогенно-осадочных толщах среднего эоцена. В этих породах наблюдаются осадочно-диагенетический анальцит, натролит, эпигенетический ломонтит, а также розовый гейландит, образующий таблитчатые кристаллы с сильным перламутровым блеском.

Наряду с указанными типами цеолитов широко распространены также цеолиты, связанные с эоценовым субщелочным базальтоидным вулканизмом, где они представлены гистермагматическим и гидротермальными типами.

В зоне выявлен также ряд проявлений исландского шпата. Кальцитовые жилы приурочены к вулканикам среднего эоцена, представлены потоками андезитов и их агломератовыми туфами, брекчиями. Жилы мощностью 25–40 см прослеживаются на расстоянии до 20 м. Встречаются также пустоты, содержащие кристаллы исландского шпата. Размер кристаллов в основном от 1×1×0,5 до 2×2×3 см.

Выводы

1. В строении Талышской мегазоны выделяются структурные этажи, соответствующие предколлизийному (мел-эоцен) и коллизийному (олигоцен-миоцен) периодам развития региона.
2. Каждый выделенный структурный этаж характеризует определенный этап развития Талышской зоны.
3. После кампан-маастрихской нивелировки рельефа и формирования палеоценовых бассейнов активизируются поперечные разломы, в результате чего осложняется геолого-тектоническая обстановка Талышской зоны.
4. После палеоцена и середины раннего эоцена антиклинории Талышской зоны расчленились поперечными разломами на отдельные горсты и грабены.
5. От ранних фаз проявления эоценового вулканизма к поздним изменение вещественного состава по латерали выражено в проявлении более щелочных фаций с существенным преобладанием К над Na и с большим соответствием дифференциатам шошониновой серии.
6. На рубеже верхнего эоцена и начала олигоцена в связи с поднятием проницаемость магмаподводящих разломов уменьшается, что приводит к затруднению подъема более плотного субщелочного

ультраосновного расплава в верхние горизонты земной коры, в результате чего происходит формирование субщелочных интрузивных массивов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология Азербайджана // под ред. академика А.А. Ализаде. – Баку: Нафта-Пресс, 2005. – Т. 4. Тектоника. – 505 с.
2. Pilchin A.N., Eppelbaum L.V. Plate tectonics and earth evolution: a conceptual review // ANAS Transactions, Earth Sciences, Geology and geophysics. – 2020. – № 2. – P. 3–32.
3. Хаин В.Е. Основные этапы тектономагматического развития Кавказа // Опыт геодинамической интерпретации. – 1975. – № 1. – P. 13–27.
4. Зоненшайн Л.П., Кузмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. – 328 с.
5. Onset of subduction as the cause of rapid Pliocene-Quaternary subsidence in the South Caspian basin / M.B. Allen, L. Anderson, S. Jones, A. Ismail-Zadeh, M. Simmons // Geology. – 2002. – V. 30. – № 9. – P. 775–778.
6. Onset of Maikop sedimentation and cessation of Eocene arc volcanism in the Talysh Mountains, Azerbaijan / A. Van der Boon, K.F. Kuiper, G. Villa, W. Renema // Geological Society London Special Publications. – 2015. – V. 428 (1). – P. 145–169. DOI: 10.1144/SP428.3
7. Provenance patterns in a neotectonic basin: Pliocene and Quaternary sediment supply to the Caspian / A. Morton, M. Allen, M. Simmons, F. Spathopoulos, J. Still, D. Hinds, A. Ismail-Zadeh, S. Kroonenberg // Basin Research. – 2003. – V. 15. – P. 321–337.
8. Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. – Тбилиси: Мецниереба, 1980. – 162 с.
9. Petrogeochemical features of the neogene collision volcanism of the Lesser Caucasus (Azerbaijan) / N. Imamverdiyev, M. Gasanguliyeva, V. Kerimov, U. Kerimli // Journal of Geology, Geography and Geoecology. – 2020. – № 29 (2). – P. 289–303.
10. Алиев Р.Э., Бабаев Н.И., Мамедов М.Н. Геологическое строение и магматизм Талыш-Таромской зоны. – Баку: Изд-во АГНА, 2009. – 168 с.
11. Мамедов М.Н. Петрология и геохимия позднемиоценовых и эоценовых магматических формаций Малого Кавказа и Талыша. – Баку: Нафта-Пресс, 1999. – 400 с.
12. Азизбеков Ш.А., Багиров А.Э., Исмаил-заде А.Д. Тектоническое строение Талыша и его связь с Эльбурсом и Малым Кавказом // Геотектоника. – 1971. – № 3. – P. 74–86.
13. Рустамов М.И. Южнокаспийский бассейн: геодинамические события и процессы. – Баку: Нафта-Пресс, 2005. – 344 с.
14. Казымова С.Э., Казымов И.Э. Геодинамика Талышского региона по данным механизмов очагов землетрясений и GPS-станций // Геология и геофизика Юга России. – 2020. – № 10 (3). – С. 40–56.
15. Мамедов М.Н., Бабаева Г.Дж. Геохимия и минералогия субщелочных ультраосновных интрузивов Талышской зоны. – Баку: Нафта-Пресс, 2001. – 183 с.
16. Керимов В.М. Петрология и минеральный парагенезис трахибазальт-трахиандезит-фонолитовой формации Талышской зоны: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Баку, 2007. – 22 с.
17. Гугушвили В.И. Поствулканический процесс в древних островных дугах и интрадуговых рифтах. – Тбилиси: Мецниереба, 1980. – 122 с.
18. Карякин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. – М.: Недра, 1989. – 130 с.
19. Геология Азербайджана // под ред. академика А.А. Ализаде. – Баку: Нафта-Пресс, 2001. – Т. 3. Магматизм. – 434 с.
20. The Paleogene evolution and sedimentary fill of the South Caspian Basin: insights from the Talysh of the Southern Azerbaijan / St. Vincent, M. Allen, A. Ismail-Zadeh, R. Flecker // American geological Survey. – 2005. – V. 117 (11) – P. 1513–1533. DOI: 10.1130/B25690.1
21. Керимов В.М. Условия генерации субщелочных и щелочных базальтоидных серий Талыша // Уральский геологический журнал. – 2020. – № 3 (135). – С. 35–43.
22. Керимов В.М. Минеральные парагенезисы и стадийность кристаллизации позднемиоценовых и эоценовых магматических комплексов Малого Кавказа и Талыша // Уральский геологический журнал. – 2020. – № 5 (137). – С. 50–58.
23. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica (TAS) diagram / M.J. le Bas, R.W. le Maitre, A. Streckeisen, B. Zanettin // Journal Petrology. – 1986. – V. 27. – P. 745–750.
24. Mohajjel M., Fergusson C.L., and Sahandi M.R. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran // Journal of Asian Earth Sciences. – 2003. – № 21. – P. 397–412.
25. Moritz R., Ghazban F., Singer B.S. Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj–Sirjan tectonic zone, Western Iran: a result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen // Economic Geology. – 2006. – V. 101. – P. 1497–1524.

Поступила 01.12.2020 г.

Информация об авторах

Керимов В.М., кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геологии нефти и газа, Азербайджанский Государственный университет нефти и промышленности.

UDC 549.032

TECTONOMAGMATIC EVOLUTION OF THE EOCENE VOLCANISM OF THE TALYSH ZONE (AZERBAIJAN)

Vagif M. Karimov,
vagifkerimov1968@gmail.com

Azerbaijan State Oil and Industry University,
34, Azadlig avenue, Baku, AZ1101, Azerbaijan.

The relevance. At present, the question arises of the need to clarify the typomorphic features of magmatic complexes, as factors that determine the geodynamic regimes of their formation and to clarify the potential ore content. In this regard, the article examines the features of the Talysh magmatic complexes, which makes it possible to elucidate the tectonomagmatic evolution of this complexly constructed region in the Caucasus.

Purpose of research is to clarify the tectonomagmatic evolution of the Eocene volcanism of the Talysh zone within Azerbaijan.

Objects: Eocene volcanism, volcanogenic trachybasalt-trachyandesite-basalt-phonolite formation, petrochemical composition of rocks, evolution of the primary melt.

Methods: petrographic studies of rocks, chemical composition of rocks by X-ray spectral analysis, isolation of magmatic complexes. In addition, the results of analyzes of the studied samples for petrogenic elements were used, both published in the literature and obtained by X-ray fluorescence analysis on a multichannel X-ray spectrometer SRM-25 at the Institute of Geology and Geophysics, Baku. Minerals were analyzed on a JXA-8200 JEOL (Japan) electron microprobe at the Karpinsky All-Russian Geo-logical Research Institute (St. Petersburg).

Results. The analysis of the conducted studies shows that during the period from the Paleozoic to the Quaternary, inclusive, in the development of the structures of the Talysh fold zone, there is a certain sequence in its inception. In the structure of the zone, there are structural stages corresponding to the pre-collisional (Cretaceous–Eocene) and collisional (Oligocene–Miocene) periods of the region's development. Paleogene volcanic formations of Talysh make up the southeastern segment of the northern volcanoplutonic belt, in the structure of which the volcanic trachybasalt-basaltic trachyandesite-phonolite (Early-Middle and Late Eocene) and intrusive subalkaline ultrabasic (Late Eocene–Oligocene) formations are distinguished. The volcanic formation includes two complexes: (Early-Middle Eocene) absarokite-shoshonite-alkaline basaltic and (Late Eocene) basaltic trachyandesite-phonolite. The petrographic and petrochemical characteristics of the volcanic rocks that make up the first formation are given. It was found that if the process of differentiation in the Early-Middle Eocene had more distinct character with the initial formation of more magnesian rock varieties (picrite-trachybasalts), and subsequently more ferruginous (trachyandesites and basaltic trachyandesites), then such accumulation of iron is not observed in porphyry trachyandesites. This petrochemical feature is obviously associated with the duration of the break in volcanism caused by the formation of a thick sedimentary-tuffaceous sequence, accompanied by the formation and manifestation of an intermediate chamber of average composition. Volcanism in the Late Eocene was undifferentiated and had a contrasting character, i. e. was not accompanied by the formation of average differences. The appearance in the Late Eocene of leucite phonolites, which are an alkaline branch, and the absence of transitional differences indicate the autonomous development of vitrobasalts and leucite phonolites, possibly associated with the process of early decomposition of the initial melt under subcrustal conditions. It is concluded that from the early phases of the manifestation of Eocene volcanism to the later, the change in the material composition laterally is expressed in the manifestation of more alkaline facies with a significant predominance of K over Na and with a greater correspondence to the differentiates of the Shoshonite series.

Key words:

Talysh zone, Eocene volcanism, tectonomagmatic evolution, volcanogenic formation, subalkaline, alkaline series, structural stages.

REFERENCES

1. *Geologiya Azerbajdzhana* [Geology of Azerbaijan]. Ed. by academician A.A. Alizade. Baku, Nafta-Press, 2005. Vol. 4, Tectonics, 505 p.
2. Pilchin A.N., Eppelbaum L.V. Plate tectonics and earth evolution: a conceptual review. ANAS Transactions, Earth Sciences. *Geology and geophysics*, 2020, no. 2, pp. 3–32.
3. Khain V.E. Osnovnye etapy tektono-magmaticheskogo razvitiya Kavkaza [The main stages of the tectonic-magmatic development of the Caucasus]. *Experience of geodynamic interpretation*, 1975, no. 1, pp. 13–27.
4. Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. *Tektonika litosfernykh plit territorii SSSR* [Tectonics of lithospheric plates in the USSR]. Moscow, Nedra Publ., 1990. 328 p.
5. Allen M.B., Anderson L., Jones S., Ismail-Zadeh A., Simmons M. Onset of subduction as the cause of rapid Pliocene-Quaternary subsidence in the South Caspian basin. *Geology*, 2002, vol. 30, no. 9, pp. 775–778.
6. Van der boon A., Kuiper K.F., Villa G., Renema W. Onset of Maikop sedimentation and cessation of Eocene arc volcanism in the Talysh Mountains, Azerbaijan. *Geological Society London Special Publications*, 2015, vol. 428, pp. 145–169. DOI: 10.1144/SP428.3
7. Morton A., Allen M., Simmons M., Spathopoulos F., Still J., Hinds D., Ismail-Zadeh A., Kroonenberg S. Provenance patterns in a neotectonic basin: Pliocene and Quaternary sediment supply to the Caspian. *Basin Research*, 2003, vol. 15, pp. 321–337.
8. Lordkipanidze M.B. *Alpiyskiy vulkanizm i geodinamika tsentralnogo segmenta Sredizemnomorskogo skladchatogo poyasa* [Alpine volcanism and geodynamics of the central segment of the Mediterranean fold belt]. Tbilisi, Metsniereba Publ., 1980. 162 p.
9. Imamverdiyev N., Gasanguliyeva M., Kerimov V., Kerimli U. Petrogeochemical features of the neogene collision volcanism of the Lesser Caucasus (Azerbaijan). *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 2020, no. 29 (2), pp. 289–303.
10. Aliev R.E., Babaev N.I., Mamedov M.N. *Geologicheskoe stroenie i magmatizm Talysh-Taromskoy zony* [Geological structure and magmatism of the Talysh-Tarom zone]. Baku, AGNA Publ. house, 2009. 168 p.
11. Mamedov M.N. *Petrologiya i geokhimiya pozdnelovoykh i eotsenovykh magmaticheskikh formatsy Malogo Kavkaza i Talysha* [Petrology and geochemistry of the Late Cretaceous and Eocene magmatic formations of the Lesser Caucasus and Talysh]. Baku, Nafta-Press Publ. house, 1999. 400 p.
12. Azizbekov Sh.A., Bagirov A.E., Ismail-zade A.D. Tektonicheskoe stroenie Talysha i ego svyaz s Elbursom i Malym Kavkazom [Tectonic structure of Talysh and its connection with Elburs and the Lesser Caucasus]. *Geotectonics*, 1971, no. 3, pp. 74–86.
13. Rustamov M.I. *Yuzhnokaspiyskiy basseyn: geodinamicheskie sobytiya i protsessy* [South Caspian basin: geodynamic events and processes]. Baku, Nafta-Press, 2005. 344 p.

14. Kazimova S.E., Kazimov I.E. Geodynamics of the Talysh region according to the data of earthquake source mechanisms and GPS-stations. *Geology and Geophysics of the South of Russia*, 2020, no. 10 (3), pp. 40–56. In Rus.
15. Mamedov M.N., Babaeva G.D. *Geokhimiya i mineralogiya subshchelochnykh ultraosnovnykh intruzivov Talyshskoy zony* [Geochemistry and mineralogy of subalkaline ultrabasic intrusions of the Talysh zone]. Baku, Nafta-Press, 2001. 183 p.
16. Kerimov V.M. *Petrologiya i mineralny paragenesis trakhibasalt-trakhiandezit-fonolitovoy formatsii Talyshskoy zony*. Avtoreferat Dis. Kand. nauk [Petrology and mineral paragenesis of the trachybasalt-trachyandesite-phonolite formation of the Talysh zone. Cand. Diss. Abstract]. Baku, 2007. 22 p.
17. Gugushvili V.I. *Postvulkanicheskiy protsess v drevnikh ostrovnykh dugakh i intradugovykh riftakh* [Postvolcanic process in ancient island arcs and intra-arc rifts]. Tbilisi, Metsniereba Publ., 1980. 122 p.
18. Karyakin Yu.V. *Geodinamika formirovaniya vulkanicheskikh kompleksov Malogo Kavkaza* [Geodynamics of formation of volcanic complexes in the Lesser Caucasus]. Moscow, Nedra Publ., 1989. 130 p.
19. *Geologiya Azerbaydzhana* [Geology of Azerbaijan]. Ed. by academician A.A. Alizade. Baku, Nafta-Press, 2001. Vol. 3. Magmatism, 434 p.
20. Vincent St., Allen M., Ismail-Zadeh A., Flecker R. The Paleogene evolution and sedimentary fill of the South Caspian Basin: insights from the Talysh of the Southern Azerbaijan. *American geological Survey*, 2005, vol. 117 (11), pp. 1513–1533. DOI: 10.1130/B25690.1
21. Kerimov V.M. Conditions for the generation of subalkaline and alkaline basaltoid series in Talysh. *Ural Geological Journal*, 2020, no. 3 (135), pp. 35–43. In Rus.
22. Kerimov V.M. Mineral parageneses and stages of crystallization of the Late Cretaceous and Eocene magmatic complexes of the Lesser Caucasus and Talysh. *Ural Geological Journal*, 2020, no. 5 (137), pp. 50–58. In Rus.
23. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica (TAS) diagram. *Journal Petrology*, 1986, vol. 27, pp. 745–750.
24. Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2003, no. 21, pp. 397–412.
25. Moritz R., Ghazban F., Singer B.S. Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj–Sirjan tectonic zone, Western Iran: A result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen. *Economic Geology*, 2006, vol. 101, pp. 1497–1524.

Received: 1 December 2020.

Information about the authors

Vagif M. Karimov, Cand. Sc., associate professor, Azerbaijan State Oil and Industry University.