

СТАДИЙНОСТЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ СУБЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ СЕРИЙ МАЛОГО КАВКАЗА, ТАЛЫША (АЗЕРБАЙДЖАН) И УРМИЯ-ДОХТАРА (ИРАНСКАЯ ИСЛАМСКАЯ РЕСПУБЛИКА)

Мамедов М.Н. , Бабаева Г.Д.** , Керимов В.М**., Пурмухтари М.А.** , Алиев Р.А.***

**Бакинский Государственный Университет, Баку, musamamedov@rambler.ru*

***Институт геологии Национальной Академии Наук Азербайджана, Баку, gultekin56@rambler.ru*

В геологической петрологии широко обсуждаются условия генерации и кристаллизации, а также характер эволюции щелочных и субщелочных серий, развитых в подвижных и кратогенных поясах земной коры [1, 2, 4, 7]. Анализ распространения дифференциатов щелочных и субщелочных серий по сравнению с таковыми известково-щелочными и толеитовыми сериями показывает, что в различных геоструктурах земной коры они развиты меньше.

Как известно, субщелочные и щелочные серии преимущественно связаны с поздним этапом развития подвижных поясов. В альпийском средиземноморском поясе, особенно в ее центральном или Кавказском отрезке, вулканы щелочных и субщелочных серий появились в коньяк-сантонское, эоценовое и олиго-миоценовое времена. Наиболее древние щелочные базальтовые серии сантонского возраста на Малом Кавказе известны в Ходжавендском прогибе Лок-Гарабагской структурно-формационной зоны. В составе эффузивной фации слабодифференцированной щелочной трахибазальтовой формации Ходжавендского прогиба различаются оливиновые, клинопироксеновые анальцитмиты, тефриты, трахибазальты и др. Породы субвулканической и интрузивной фаций сложены мелано- и лейкократовыми трахидолеритами и тешенитами. В составе всех перечисленных пород участвуют: более 10% интерстиционный анальцит и в различном количественном соотношении слюды, калиевый полевой шпат, салитовый клинопироксен, высокоглиноземистый титаномагнетит, оливин, роговая обманка, плагиоклаз и др. Вместе с тем, отмеченные породы во всех петрохимических классификациях соответствуют щелочным сериям. При этом в нормативном минералогическом составе участвуют нефелин и оливин.

В эффузивных и пирокластических породах формации обнаружены крупные мегакристаллы флогопита (3x5 см), указывающие на то, что исходный расплав был обогащен щелочными и щелочно-земельными элементами. Крупные мегакристаллы флогопита по краям несколько разъедены и в ряде случаев оплавлены и по трещинам залечены продукты основной массы.

Порфиновые поколения минералов сложены гиалосидеритовым оливином, салитовым и в ряде случаев диопсидовым клинопироксеном, глиноземистым титаномагнетитом и биотитом. В основной массе тефритов, анальцитмитов, трахибазальтов и трахидолеритов участвуют плагиоклаз, биотит, калиевый полевой шпат, анальцит и др. Из приведенного описания видно, что исходный оливин-базальтовый расплав кристаллизовался в глубинном промежуточном и приповерхностном очагах.

Относительно в глубинных условиях из щелочного оливин-базальтового расплава кристаллизовались мегакристаллы флогопита, наличие которого указывает на то, что исходный расплав был обогащен такими несовместимыми элементами, как барий, рубидий, калий и др., тем самым процесс кристаллизации контролировался водными флюидами. Минеральные парагенезисы порфиновых поколений минералов кристаллизовались в промежуточном очаге. Здесь в наиболее ранней стадии кристаллизовались гиалосидеритовый оливин, затем глиноземистый титаномагнетит и салит-диопсидовый клинопироксен. При этом глиноземистый титаномагнетит в виде хорошооформленного кристалла приурочен к центральной части клинопироксена. Листочки биотита имеют ксеноморфное очертание и расположены интерстенции отмеченных вкрапленников. Анализируя приведенное описание можно отметить, что в промежуточном очаге гиалосидеритовый состав оливина и несколько обедненность его никелем (200-250 ppm) и кобальтом (170-200 ppm) показывают, что исходный щелочной оливин-базальтовый расплав в глубинном промежуточном очаге

подвергался кристаллизации и дифференциации. Относительно ранняя кристаллизация глиноземистого титаномагнетита по сравнению с клинопироксеном является показателем окислительной обстановки формирования порфириковых поколений минералов в промежуточном очаге. Очевидно, участие водных флюидов в процессе кристаллизации щелочного оливин-базальтового расплава задерживает кристаллизацию полевых шпатов. Минералообразующие компоненты, такие как глинозем, частично входят в состав титаномагнетита в виде собственного минала. В основной массе пород рассматриваемой формации кристаллизовался интерстиционный анальцит, который пронизан иглками калиевых полевых шпатов и с ним тесно ассоциируются редкие пластинки биотита.

В интрузивной фации отмеченной формации последовательно кристаллизовались оливин (Fe_{70-75}), ульвошпинелевый титаномагнетит, биотит, салитовый клинопироксен, баркивикитовая роговая обманка, лабрадорный плагиоклаз и анальцит (20-25%).

Наиболее щелочной вулканоплутонический комплекс как Памбакский хребет [3] приурочен к зоне сочленения Гейча-Ширакского синклинория с Арзаканским антиклинорием. Данный щелочной комплекс в современном рельефе представлен штокообразными, коническими подковообразными телами.

На основании отмеченного морфологического типа, а также фациального различия данного комплекса можно полагать, что подъем щелочно-базальтового расплава в верхние горизонты земной коры затруднилась благодаря сжатию. Здесь образовались разноуровневые промежуточные очаги и интрузивные камеры. В ранней стадии позднего эоцена происходило изменение существующего режима, что благоприятствовало дроблению и расчленению, благодаря которому здесь образовались диапироподобные камеры, и создались термобарические условия. В ранней стадии позднего эоцена происходила смена сжатия с растяжением. В данной стадии формировались эффузивно-пирокластические фации щелочно-базальтового расплава Памбакского хребта. Петрографические породы этих фаций представлены эпилейцитовым тефритом, трахибазальтом, латитом, фонолитом и трахитом. В составе этих пород в различных количественных отношениях во вкрапленниках участвуют салитовый, эгирин-авгитовый клинопироксен, баркевикит, биотит, ортоклаз, плагиоклаз и псевдоморфозы по лейциту.

В составе интрузивных пород, которые представлены нефелиновыми псевдолейцитовыми и щелочными сиенитами, присутствуют нефелин, баркевикит, салит, эгириновый клинопироксен, биотит, меланит, анальцит и др.

На основании последовательности выделения порообразующих минералов из щелочного комплекса Памбакского массива можно отметить, что к наиболее ранней стадии кристаллизации относятся хорошоограненные зерна лейцита. В последующей стадии кристаллизации лейцит, сохраняя свой тетрагон-триокластический габитус, переходит на ортоклаз, анальцит и в ряде случаев – нефелин. В данной ситуации происходила кристаллизация салитового, эгиринового клинопироксенов, баркевикита, плагиоклаза и др.

Итак, появление щелочных комплексов Памбакского хребта, несомненно, связано с расплавлением метасоматически преобразованной мантии.

Щелочные высококальциевые базальтоидные комплексы установлены в острове Сарай Урмия-Дохтарской зоны. Площадь развития щелочного базальтоидного комплекса составляет 286 км². Фундамент острова сложен вулканокластическими образованиями верхнего эоцена и раннего олигоцена. На острове высококальциевый щелочно-базальтоидный вулканизм проявился в миоценовое время и характеризуется двумя комплексами. Первый, тефритовый комплекс соответствует раннемиоценовому подэтапу вулканизма, породы этого комплекса представлены тефритами и лейцититами, интрузивные же породы сложены шонкинитом, флогопит-апатитовым клинопироксенитом и псевдолейцитовым клинопироксенитом. Эффузивно-пирокластические, субвулканические фации соответствуют 80% от общей площади острова.

Породы позднемиоценового трахитового комплекса по сравнению с предыдущим комплексом развиты ограничено. Они представлены афировым и порфириновым трахитом,

лейцитовым фанолитом, ортоклазитом, щелочным сиенитом и лампрофиром.

В составе высококалийевых щелочных базальтоидов отмечаются крупные включения пород и минералов. Включения пород сложены флогопит-апатитовым и псевдолейцитовым клинопироксенитом, а минералы состоят из хорошоограненного титаномагнетита, клинопироксена, санидина и флогопита. Очевидно, эти включения характеризуют ранние стадии кристаллизации высококалийевого щелочно-базальтового расплава. Порфиновые поколения минералов первого и второго комплекса кристаллизовались в промежуточном очаге. Среди вкрапленников наиболее идиоморфными являются восьмиугольные лейциты и клинообразные клинопироксены. Вкрапленники лейцита в большинстве случаев содержат концентрические включения вулканического стекла, игловидные индивиды зеленоватого эгирина и др. Помимо этого обнаруживаются анизотропные полисинтетические сдвоенные кристаллы.

Мегакристаллы 90-5-10 см санидина отмечаются в составе трахитов. Здесь они на фоне субпараллельного расположения лейстов калиевого полевого шпата имеют удлиненно-призматический габитус.

Таким образом, из тефритового расплава в наиболее ранней стадии кристаллизовались минеральные парагенезисы порфиновых поколений, какими являются лейцит, оливин, клинопироксен, апатит и титаномагнетит.

Крупные мегакристаллы санидина кристаллизовались раньше, чем порфиновые вкрапленники трахитового комплекса.

В относительно более низкотемпературных условиях кристаллизовались минералы щелочных сиенитов и шонкинитов.

В Талышской зоне [5, 6] развиты вулкано-плутонические ассоциации щелочных и субщелочных серий субщелочной оливин-базальтовой магмы. Породы трахибазальт-трахиандезибазальт-фанолитовой формации характеризуются минеральными парагенезисами, соответствующими конкретным стадиям кристаллизации. Первичный субщелочной оливин-базальтовый расплав, вылавившись от фундамента и внедрившийся в Земную кору, прошел сложный эволюционный процесс. В этот момент наряду с вещественным составом расплава решающую роль сыграла геолого-геодинамическая обстановка Земной коры. Так, субщелочной оливин-базальтовый расплав эоценового возраста в Талышской структурно-формационной зоне смог эволюционировать свой первичный состав в различных петрохимических направлениях. Другими словами, в названной зоне, в северо-западном направлении активность продольных разломов ослабевает и, наоборот поперечные разломы активизируются. Этот процесс, в свою очередь, оказал существенное влияние как на эволюцию субщелочной оливин базальтовой магмы, так и на его распределение. Наряду с деятельностью разрывов обогащение первичного расплава летучими компонентами тоже сыграло свою роль в той или иной степени.

Таким образом, состав минеральных парагенезисов не только характеризует этапы кристаллизации, но и тесно связан с геодинамическими условиями, уравновешивающими эволюционный процесс первичного расплава. Так, в условиях Астаринского поднятия первая и, частично, вторая фаза вулканизма раннеэоценового возраста субщелочной оливин-базальтовый расплав из-за слабой подвижности магмоподводящих разломов, в промежуточном очаге, подвергаясь процессу дифференциации, обогащается летучими компонентами. В результате чего образуются гидроксильные минералы (биотит, горнбленд). В Госмольян-Пилачайском поперечном прогибе летучие компоненты исчезают и в результате кристаллизуется лейцит. Фациальный анализ вулкаников внутри прогиба показывает, что здесь существовали различные глубинные промежуточные очаги. Это мысль подтверждается наличием аккумулятивных включений пород и минералов, обнаруженных в вулканических брекчиях пород толщ раннеэоценового вулканизма.

Магматические комплексы, соответствующие стадиям развития вулканизма эоценового возраста, характеризуются присущими им минеральными парагенезисами.

Если проследить минеральные парагенезисы абсарокит-шошонит-щелочного базальта,

то можно отметить, что щелочные минералы (лейцит, санидин, ортоклаз, анальцит, мики) распространены в относительно ограниченном количестве по сравнению с минералами обедненными окисью кремния (клинопироксен, оливин, горнбленд).

Модальные минеральные парагенезисы субщелочных ультраосновных интрузивов в определенной мере характеризуют стадии кристаллизации субщелочной пикритовой магмы в различных уровнях земной коры. При этом установлено, что до поступления в интрузивную камеру отмеченный расплав на путях продвижения в верхние горизонты земной коры испытал частичную кристаллизацию. Соответствуя данному условию, из расплава кристаллизовался первый минеральный парагенезис, представленный гранатом (пироп-алмадин), хромшпинелем (собственный шпинель с платиной), форстеритом, флогопитом, клинопироксеном (хромистый диопсид) и муассанитом. В большинстве отмеченных минералов в виде включений приурочены минералы (клинопироксен, оливин и др.) интрузивной камеры.

Второй минеральный парагенезис характеризует процесс кристаллизации субщелочной пикритовой магмы, имевший место в интрузивной камере и промежуточном очаге. В интрузивной камере из следующей порции расплава кристаллизовались субщелочные перидотиты, субщелочные плагиоклазовые и субщелочные габбро-перидотиты.

В составе раннего дифференциата в камере кристаллизовались оливин, клинопироксен, хромшпинель, флогопит и др. В последующих дифференциатах наряду с отмеченными минералами присутствуют основной плагиоклаз, титаномагнетит. Во всех фемических минералах (оливин, клинопироксен, флогопит), в соответствии с эволюцией субщелочного пикритового расплава, в интрузивной камере увеличивается железистость, уменьшается магнезиальность.

Литература

1. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 369 с.
2. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм в ранней истории Земли // Петрология. 1998. Т. 6. № 3. С.251-258.
3. Котляр В. Н. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении. Ереван. 1958. 228 с.
4. Лазаренков В.Г. Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов. Л.: Недра, 1988. 231 с.
5. Мамедов М.Н. Петрология и геохимия позднемеловых и эоценовых формаций Малого Кавказа и Талыша. Баку: Nafta-Press, 1999. 400 с.
6. Мамедов М.Н., Бабаева Г.Д. Геохимия и минералогия субщелочных ультраосновных интрузивов Талышской зоны. Баку: Nafta-Press, 2001. 183 с.
7. Рябчиков И.Д. Геохимическая эволюция мантии Земли. М.: Наука, 1988. 34 с.