

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ
ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Գալոյան Ղազար Լևոնի

ՄԱՐՅԻԳԵՏԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏԻ ՄԱԳՍՏԻՉՄԸ

ԻԴ.00.04-«Ապարագիտություն, հրաբխագիտություն, լիթոլոգիա»
մասնագիտությամբ երկրաբանական գիտությունների թեկնածուի
գիտական աստիճանի հայցման ատենախոսության
ս ե ղ մ ա գ ի ը

ԵՐԵՎԱՆ-2004

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Галоян Казар Левонович

МАГМАТИЗМ МАРЦИГЕТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

А в т о р е ф е р а т

диссертации на соискание ученой степени кандидата
геологических наук по специальности

24.00.04-''Петрография, вулканология, литология''

ЕРЕВАН-2004

Ատենախոսության բեման հաստատվել է ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական
գիտությունների ինստիտուտում

Գիտական ղեկավար՝ ՀՀ ԳԱԱ թղթ.-անդամ, երկրաբ.-հանր. գիտ. դոկտոր
Ռաֆիկ Լևոնի Մելքոնյան

Պաշտոնական ընդդիմախոսներ՝

երկրաբ.-հանր. գիտ. դոկտոր, ԵՊՀ պրոֆեսոր Կ.Մ.Մուրադյան

երկրաբ.-հանր. գիտ. թեկնածու, դոցենտ Հ.Պ.Գույումջյան

Առաջատար կազմակերպություն՝ Լեռնամետալուրգիայի ինստիտուտ ՓԲԸ

Պաշտպանությունը կայանալու է 2004թ. նոյեմբերի 2-ին, ժամը 13⁰⁰,

ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի թ.054

Մասնագիտական խորհրդի նիստում:

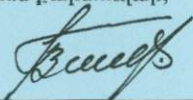
Հասցեն՝ 375019, Երևան, Մարշալ Բաղրամյան պող. 24ա:

Ատենախոսությանը կարելի է ծանոթանալ ՀՀ ԳԱԱ ԵԳԻ գրադարանում:

Սեղմագիրն առարված է 2004թ. հոկտեմբերի 1-ին:

054 Մասնագիտական խորհրդի գիտական քարտուղար,

երկրաբ.-հանրաբ. գիտ. թեկնածու՝



Հ.Վ.Շահինյան

Тема диссертации утверждена в Институте геологических наук НАН РА.

Научный руководитель: член-корр. НАН РА, доктор геол.-мин. наук

Рафик Левонович Мелконян

Официальные оппоненты:

доктор геол.-мин. наук, профессор ЕГУ К.М.Мурадян

кандидат геол.-мин. наук, доцент О.П.Гуюмджян

Ведущая организация: ЗАО Горно-металлургический институт

Защита состоится 2 ноября 2004г. в 13⁰⁰ ч. на заседании

Специализированного совета 054 Института геологических наук НАН РА.

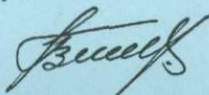
Адрес: 375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГН НАН РА.

Автореферат разослан 1 октября 2004г.

Ученый секретарь Специализированного совета 054,

кандидат геол.-мин. наук



Г.В.Шагинян

Актуальность исследований. Выявление геологических и геодинамических особенностей различных регионов является одним из основных вопросов современной геологии. Для решения этой задачи важное, во многих случаях индикаторное значение имеют особенности вещественного состава магматических образований и характер эволюции магматизма.

В ряду палеогеновых вулканических поясов Малого Кавказа территория Севано-Ширакского синклинория являлась предметом многолетних петрологических исследований, в результате которых были установлены закономерности формирования и развития вулканических ассоциаций, особенности их петрогенезиса и рудоносности (Р.Джрбашян, Б.Меликсетян, К.Мурадян и др.). В настоящее время возникла необходимость проведения подобных исследований в отдельных конкретных районах, в том числе рудоносных. В этом аспекте в пределах Севано-Ширакского синклинория большой интерес представляет Марцигетское рудное поле, которое находится в приграничной части с Вирайюц(Сомхето)-Карабахской геотектонической зоной.

Многолетние работы, проведенные ранее на территории рудного поля, касались, в основном, особенностей его геолого-структурной позиции, закономерностей размещения рудных тел, минералого-геохимических особенностей их вещественного состава. Однако специальных минералого-петрографических, петро-геохимических, изотопных исследований магматических образований в этом районе не проводилось. Данная работа направлена на восполнение этого пробела и выявление особенностей вещественного состава разновозрастных магматических комплексов, закономерностей эволюции магматизма, геодинамических условий его проявления, вопросов их петрогенезиса и рудоносности.

Цель и задачи исследований. Основной целью работы являлось выявление особенностей проявления эоценового магматизма и закономерностей его развития на основании комплексных минералого-петрографических, петро-геохимических и изотопных исследований, а также решение некоторых вопросов петрогенезиса магматических комплексов и механизма рудообразования. Для осуществления этой цели были решены следующие задачи:

1. Расчленение и группировка магматических образований на отдельные комплексы, формации и серии.
2. Выявление вещественного состава (минералого-петрографического, петро-геохимического, изотопного) разновозрастных, и прежде всего, эоценовых магматических комплексов.
3. Определение Rb-Sr изохронного возраста верхнеэоценового вулканического комплекса и определение первичного ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ изохронного отношения.
4. Классификация и номенклатура пород, слагающих магматические комплексы, согласно современным представлениям и методам.
5. Сравнение вещественного состава изученных комплексов с однотипными сериями различных геодинамических режимов.
6. Определение изотопного состава кислорода и углерода в кварцах и карбонатах различных парагенетических ассоциаций руд Марцигетского рудного поля.



57461

Фактический материал. Диссертационная работа является итогом полевых и лабораторных исследований, проведенных автором в течение 1996-2004 гг. Во время полевых работ были опробованы разнофациальные (эффузивные, эксплозивные, субвулканические и интрузивные) и разнотипные магматические породы средней юры, поздней юры-раннего мела, среднего и позднего эоцена, которые слагают Марцигетское рудное поле и сопредельные с ним территории. Было отобрано свыше 600 образцов, из которых 500 – магматические породы, остальные – из разных типов руд и осадочных пород. Проведено микроскопическое исследование всех взятых образцов, при этом оптические константы плагиоклаза, пироксена, амфибола и ортоклаза определены на Федоровском столике (около 500 определений). В процессе выявления и анализа петро-геохимических особенностей магматических комплексов использовались в основном материалы автора: 106 силикатных анализов пород, более 150 приближенно-количественных спектральных анализов, из которых 20 проведены в Бронницкой лаборатории ИМГРЭ, количественное определение РЗЭ проведено в 15 образцах масс-спектральным методом в ИГЕМ РАН. Содержания Co, Ni, Cr, Cu, Zn определены в 60 образцах атомно-адсорбционным методом. Кроме вышеотмеченных, остальные типы анализов выполнены в соответствующих лабораториях Института геологических наук (ИГН) НАН РА. Определения изотопного состава кислорода и углерода в 11 образцах (из коллекции Пароникяна), рубидия и стронция в 7 образцах проведены в Лаборатории петрологии и изотопных исследований ИГН НАН РА.

Научная новизна работы. Впервые установлены закономерности проявления и особенности развития средне- и позднеэоценового магматизма исследованного района. На основании комплексных геологических, минералого-петрографических, петро-геохимических и изотопных исследований разновозрастных магматических образований выявлены особенности их вещественного состава и специфика геодинамических условий их формирования. Наиболее широко развитые в районе среднеэоценовые эффузивные, субвулканические и интрузивные магматические образования выделены в качестве единого Марцигетского вулcano-интрузивного комплекса. Породы этого комплекса отнесены к производным дифференцированных толеитовых серий, формирующихся в прибрежно-морских, подводных условиях. Эволюция магматизма, на фоне общего поднятия региона и смены субаквального вулканизма субаэральным, сопровождается возрастанием роли кислых вулканитов. Последние преобладают в особенности в разрезах позднего эоцена, характеризуются сравнительно высокой калиевой щелочностью и относятся к известково-щелочным сериям. Эоценовые магматические образования в основном характеризуются нормальной щелочностью, относятся к натриевым, в меньшей степени калий-натриевым типам и характеризуются низкими содержаниями TiO_2 (<1%).

На основании геолого-структурных особенностей Марцигетского рудного поля, минерало-геохимических особенностей руд и впервые полученных изотопных данных ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) для различных формационных типов руд предложен механизм формирования золоторудного оруденения района.

Основные защищаемые положения.

1. На основании результатов геолого-палеонтологических, минералого-петрографических, петро-геохимических и изотопных данных эоценовые магматические

образования Марцигетского рудного поля расчленяются на два комплекса – средне- и позднеэоценовый.

2. Эффузивные, субвулканические и интрузивные образования среднего эоцена объединены в единый Марцигетский вулcano-интрузивный комплекс, характеризующийся гомодромной направленностью изменения химизма. Среди вулканитов преобладают базальты и базальтовые андезиты, в то время как кислые разности – дациты и риолиты встречаются сравнительно редко и представлены в основном в субвулканической фации. В позднеэоценовых вулканитах наблюдается обратная картина: преобладание лав и туфов дацитового и риолитового составов, при подчиненном развитии субвулканических тел основного состава.

3. Магматические образования среднеэоценового комплекса относятся в основном к толентово-серни, в то время как позднеэоценовые магматиты – к известково-щелочной серни. Согласно петрохимическим ($\text{SiO}_2, \text{K}_2\text{O}, \text{TiO}_2, \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}, \text{FeO}^*/\text{MgO}$) и геохимическим (PЗЭ, Ni, Co, Cr, Ti, Zr, V) параметрам, характеру распределения и поведению элементов среднеэоценовые магматиты наиболее близки к однотипным породам, сформированным в островодужной (развитые островные дуги) геодинамической обстановке, а позднеэоценовые магматиты – к соответствующим разностям, сформированным в коллизийном геодинамическом режиме.

4. Состав и особенности распределения PЗЭ, значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, закономерности эволюции состава зональных плагиоклазов в разнотипных породах выделенных комплексов позволяют считать, что основную роль в петрогенезисе средне- и верхнеэоценовых магматитов играли процессы фракционной кристаллизации исходного мантийного расплава при определенном участии процессов контаминации коровым материалом. Роль последнего наиболее существенна в формировании кислых дериватов позднеэоценового комплекса, когда дифференциация протекает в условиях увеличения содержания воды в системе неполного фракционирования плагиоклаза и высокой фугитивности кислорода.

5. Из трех формационных типов руд в пределах Марцигетского рудного поля формирование первых двух – гематит-магнетитового (~770°C) и медно-гематитового (360-310°C) происходило из гидротермальной системы направленно движущихся растворов, а золото-свинцово-цинкового (~180°C) – из конвективно-циркуляционной гидротермальной системы. Формирование гематит-магнетитовых руд, характеризующихся наиболее низкими содержаниями золота, протекало в сильно окислительных условиях, а медно-гематитовых руд – в условиях уменьшения окислительного потенциала, сопровождающегося увеличением содержания золота. Наиболее благоприятные – восстановительные условия для отложения золота (золото-свинцово-цинковое оруденение) создаются при функционировании конвективно-циркуляционной гидротермальной системы.

Практическая ценность работы. Схематическая геолого-петрографическая карта района масштаба 1:25000, как и схема возрастного и формационного расчленения магматических образований, и данные по их вещественному составу могут быть использованы при крупномасштабных поисково-съёмочных работах.

Апробация работы и публикации. Основные положения проведенных исследований были доложены на научной сессии, посвященной 60-летию НАН РА (Ереван, 2003г), научной сессии, посвященной 85-летию горно-геологической службы Армении, и 70-летию

основания геологического факультета Ереванского государственного университета (Ереван, 2004г), а также на заседании Ученого совета и семинарах ИГН НАН РА. По теме диссертации опубликовано 8 научных статей (4 в соавторстве).

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, восьми глав и заключения. Общий объем работы, включая список использованной литературы (120 наименований), составляет 176 страниц текста, 36 рисунков (диаграммы и фото), 14 таблиц.

Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю, члену-корр. НАН РА, доктору геол.-мин. наук Р.Л.Мелконяну за постоянное внимание, содействие и обсуждение полученных результатов. Автор искренне признателен академикам НАН РА, докторам геол.-мин. наук, директору ИГН НАН РА Р.Т.Джрбашяну и С.В.Григоряну за содействие при выполнении работы, полезные советы и замечания.

Большая помощь и внимание в процессе работы были оказаны автору доктором геологических наук В.А.Агамалияном, кандидатом геол.-мин. наук Р.А.Хоренян, ст.н.с. З.О.Чибухчяном, кандидатом геол.-мин. наук Р.Х.Гукасяном и ст.н.сотрудником М.С.Акопяном. Фактический материал из своих коллекций любезно предоставили автору доктор геол.-мин. наук, проф. О.А.Саркисян и кандидат геол.-мин. наук Г.А.Туманян. Благодаря содействию зав.лабораторией ИГЕМ РАН, доктора геол.-мин. наук Г.О.Пилюяна были проведены определения РЗЭ в магматических породах.

Всем вышеуказанным лицам, а также сотрудникам лабораторий ИГН НАН РА, ИГЕМ РАН и ИМГРЭ автор выражает свою искреннюю благодарность и признательность.

Диссертационная работа выполнена в Лаборатории петрологии и изотопных исследований Института геологических наук НАН РА.

Глава 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МАРЦИГЕТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В главе приводится краткий анализ истории геологического изучения Марцигетского рудного поля и сопредельных с ним частей. Отмечается значение разнотипных исследований Г.М.Смирнова (1925), В.Г.Грушевого и В.Н.Котляра (1932,1939), К.Н.Паффенгольца (1934,1940 и др.), В.В.Белюсова и Е.Е.Захарова (1946), И.Г.Магакьяна (1945,1954), Н.Я.Монахова (1949), В.И.Качарова (1953), П.Ф.Сопко (1955), Р.Р.Петросяна (1956), Р.А.Мартirosяна и М.А.Бабаяна (1957), К.А.Мкртчяна (1959), О.А.Саркисяна (1966,1973), П.Г.Алояна и С.Г.Алояна (1968,1987), Г.А.Туманяна (1970,1994), Г.П.Багдасаряна и В.О.Пароникяна (1978), А.И.Карапetyна и В.О.Пароникяна (1983,1985), Г.П.Алояна (1998) и др. Для расчленения эоценовых отложений важное значение имели работы С.М.Григорян (1966), А.Е.Птухяна (1967), П.М.Асланяна (1973), согласно которым в рассматриваемом районе, на основании фаунистических данных были выделены ниже-, средне- и верхнеэоценовые отложения.

Глава 2. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

В главе рассмотрены вопросы тектонического положения, глубинного строения, стратиграфии и истории развития района в общей схеме геолого-тектонического районирования Малого Кавказа (Асланян, 1958; Габриелян, 1974).

Марцигетское рудное поле входит в состав Севано-Ширакского синклиория и находится в его приграничной части с Вирайюц-Карабахской геотектонической зоной. По северной части района проходит граница северо-западного простирания между образованиями юры и эоцена. Отложения раннего эоцена с базальными конгломератами в основании трансгрессивно перекрывают вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования средней юры, а в северо-восточной части района – и эродированные части интрузивного комплекса поздней юры-раннего мела. Согласно некоторым исследователям район является местом сочленения Алавердского антиклиория с Лорийской синклиналью, где породы имеют северо-западное простирание (азимут падения 200-220°) и пологие углы падения (20-30°). Главная структурная единица района – Марцигетская синклиналь (Качарав, 1953; Саркисян, 1966), которая состоит из мелких антиклинальных и синклинальных складок и осложнена разрывными нарушениями, главным из которых является Марцигетский сброс северо-западного простирания (Сопко, 1955). На севере рудного поля (участок Дзагидзор) параллельно отмеченному сбросу проходит крупная разломная зона, маркирующая границу между образованиями юры и палеогена (С. Казарян, 1966; П. Алоян, 1968; Туманян, 1970).

Стратиграфический разрез представлен вулканогенными, вулканогенно-осадочными, осадочными образованиями средней юры (байос, бат), нижнего, среднего, верхнего эоцена, а также верхнеплиоценового и четвертичного возраста, которые входят в состав отдельных структурных ярусов и подъярусов. В пределах рудного поля преобладают образования среднего и отчасти раннего и позднего эоцена, общей мощностью ~2.0-2.5 км. Основание разреза представлено базальными конгломератами, гравелитами, песчаниками, известковыми глинами, с прослоями бурых углей и углистых сланцев, и известковыми песчаниками. Эта толща мощностью 200-250 м известна в литературе как шамутская (Саркисян) или акхилисинская (Туманян) свита. Найденная в ней фауна характеризует ее нижнеэоценовый возраст. С небольшим угловым несогласием на них налегает пачка известковых песчаников и песчаных известняков с фауной, характерной для низов среднего эоцена (Григорян, 1966; П. Аслабян, 1973). Она слагает нижний стратиграфический горизонт флишовой, вулканогенно-осадочной ширакской свиты (Саркисян, 1966) и перекрывается мощной толщей (~1300 м) вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. В них преобладают туфиты, туфобрекчии, туфолавы, туфоконгломераты, туфопесчаники, известковые туфоалевролиты, а вулканогенная часть толщи представлена лавами и туфами базальтового, базальт-андезитового, меньше андезитового и еще реже дацитового составов (Галоян, 2000, 2001). Согласно некоторым исследователям (Мкртчян, 1959; Саркисян, 1966 и др.) в Севано-Ширакском прогибе среднеэоценовые образования трансгрессивно перекрываются базальными конгломератами позднего эоцена, которые сменяются песчаниками, туфопесчаниками, горизонтами розовых туфов риолитового состава, переходящими в алевролиты, песчаные известняки, фиолетовые флюидальные туфы и лавы дацитового, риолитового составов, общей мощностью 600-700 м. Стратиграфический разрез района завершается долеритовыми базальтами, озерно-лагунными образованиями позднего плиоцена, четвертичные образования представлены пролювиально-делювиальными и аллювиальными отложениями.

Альпийский этап развития бассейна р.Марцигет расчленяется на ранне-среднеэоценовую и позднеэоцен-среднеолигоценовую стадии, в первую из которых, начиная со среднего эоцена, параллельно осадконакаплению развивался интенсивный подводный вулканизм, в течение которого были сформированы эффузивные, субвулканические, эксплозивные разности основного и среднего состава. Вулканическая деятельность завершается в континентальных условиях внедрением кислых пород. Во второй стадии происходит замыкание водного бассейна, в результате чего в разрезе верхнего эоцена преобладают континентальные магматические образования, в основном кислого, а южнее исследованного района – щелочного состава. Согласно ряду исследователей (Зоненшайн и др. 1979; Лорджипанидзе, 1980; История океана Тетис, 1987 и др.) Малокавказская складчатая область, находящаяся в центральной части Альпийско-Гималайского пояса, формировалась в условиях сближения и коллизии двух крупных континентальных плит – Африкано-Аравийской и Евразийской. Согласно существующим представлениям, период от позднего сенона до четвертичного времени, включая последний, соответствует коллизионному этапу тектонического развития Малого Кавказа, который подразделяется на начальную и заключительную (Карякин, 1989), либо на – раннюю, среднюю и позднюю (Короновский, 1999) стадии. С другой стороны, в Понтийско-Закавказской палеогеновой вулканической зоне Малого Кавказа выделяются контрастные пары вулканических поясов: а) Малокавказский мелководно-островной андезитовый пояс островодужного типа и б) базальтовые серии интрадуговых бассейнов – Черноморско-Аджаро-Триалетского и Талыш-Южнокаспийского (Лорджипанидзе, 1980; Казьмин и др., 1987; Джрбашян, 1990 и др.).

В отличие от среднего эоцена, в позднем эоцене происходит постепенное замыкание водного бассейна и ослабление вулканической деятельности. В исследованном районе, как и в пределах Севано-Ширакского синклиория в целом, ослабление вулканической активности в позднем эоцене сопровождается отчетливым повышением содержания K_2O и общей щелочности, сменой толентового магматизма (средний эоцен) известково-щелочным.

Глава 3. ГЕОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Формирование магматических комплексов сопряжено с основными стадиями геологического развития района, которые представлены отдельными структурными ярусами и подъярусами. В исследованном районе к ним относятся среднеюрский, позднеюрский-неокомский, ранне-среднеэоценовый, поздний эоцен-среднеолигоценовый и поздний ^{вд}миоцен-четвертичный, каждый из которых характеризуется соответствующими магматическими комплексами. Первые два комплекса развиты в северной части рудного поля, в пределах Вираайоц-Карабахской зоны, и нами изучены частично. Представлены они вулканогенно-осадочными, вулканогенными и интрузивными образованиями, относящимися соответственно к андезитовой и тоналитовой формациями. Ранне-среднеэоценовый структурный ярус района представлен терригенно-осадочными, флишевыми фациями, развитыми в основании разреза, и, в отличие от других частей Севано-Ширакского синклиория, вулканическая деятельность здесь началась не с раннего, а со среднего эоцена и в основном носила подводный характер. Магматическая ассоциация среднего эоцена бассейна р.Марцигет представлена вулканическими и

интрузивными образованиями, первые из которых относятся к базальт-андезитовой субформации (Галоян, 2001). Вулканогенная толща среднего эоцена, снизу вверх, представлена следующими главными типами пород: спилиты и миндалекаменные базальты, базальтовые андезиты, трахибазальты и базальтовые трахиандезиты с подушечной отдельностью, кристалло-литовитрокластические туфы того же и более кислого (андезитового, дацитового) состава; базальтовые и базальтово-андезитовые лавы, туфы, туфобрекчи и туфолавы без миндалекаменной текстуры; лавы и силлы более поздних, сравнительно свежих, базальтовых андезитов и андезитов.

Пользующиеся наиболее широким развитием породы первой группы – спилиты, миндалекаменные базальты, базальтовые андезиты слагают толщу мощностью 300-400 м и согласно существующим геологическим и К-Аг возрастным определениям (48-56 Ма) уверенно датируются средним эоценом (Багдасарян, Пароникян, 1978). Вдоль левого берега р. Марцигет среди разновозрастных образований преобладают туфо-, лавобрекчи и ляпишлевые туфы (Сопко), а собственно лавы и пирокластические образования кислого и основного состава имеют ограниченное развитие. В районе и, в особенности, в пределах развития среднеэоценовых магматических образований широко развиты разновозрастные субвулканические тела и дайки основного и среднего, реже – кислого состава. Среднеэоценовый магматизм завершается становлением Дзагидзорского интрузива, который внедрен в контакт двух разновозрастных (J_2, P_2^2) вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов и имеет овальную форму (в среднем $\sim 1.0 \times 2.5 \text{ км}^2$), при простирании в северо-западном направлении. Согласно К-Аг изотопным определениям их возраст – 43.2 Ма соответствует границе среднего и позднего эоцена (Багдасарян, Гукасян, 1981), однако, учитывая особенности его геологического положения, вещественного состава и степень измененности пород, они относятся к предверхнеэоценовой габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Интрузив представлен породами двух фаз: габбро (крупно-, среднезернистые, порфириовидные), габбронориты, роговообманковые габбро (I фаза) и кварцевые монцогаббро, диориты, кварцевые диориты (II фаза). Жильно-магматические породы представлены габбро-диабазами, порфириовидными габбро и поздними аплитами.

В левобережье нижнего-среднего течения р. Марц, в районе г. Цовиландж и г. Сот развиты довольно свежие фиолетовые, красновато-фиолетовые лавы и туфы дацитового и менее риолитового состава (сотская свита по Сопко), которые на основании их геологического положения (Мкртчян, 1959; Туманян, 1970), имеющихся К-Аг датировок (Багдасарян, Пароникян, 1978) и впервые полученных нами Rb-Sr изохронных датировок – $42.1 \pm 1.7 \text{ Ма}$ (Мелконян, Гукасян, Галоян, 2003) и петро-геохимических данных (Мелконян, Галоян, 2002) уверенно датируются верхним эоценом.

Среди позднеэоценовых магматитов, в отличие от среднеэоценовых, преобладают кислые разности – кристалло-литовитрокластические риолитовые туфы и лавы того же и дацитового состава, а также образования субвулканического облика, представленные плагиоклазовыми базальтами, порфириовыми монцогаббро, дацитами и трахидацитами.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время геолого-стратиграфические, изотопно-возрастные и петро-геохимические данные позволяют выделить в изученном районе два возрастных комплекса – среднеэоценовый и верхнеэоценовый.

В главе приводится детальное петрографическое описание разновозрастных магматических комплексов. Наиболее детальные сведения приведены для магматитов среднеэоценового и позднеэоценового комплексов, учитывая их роль в геологическом строении рудного поля (Галоян, 2001¹, 2001²).

Основание стратиграфического разреза района (байос) представлено сильно измененными миндалекаменными базальтами, базальтовыми андезитами, андезитами, их туфами, туфо-лавобрекчиями, реже – дацитами. Залегающие на них однотипные по составу вулканические бата – базальты, базальтовые андезиты и андезиты характеризуются сравнительной свежестью при повсеместной опацизации амфиболом.

Атанский интрузив, в отличие от широко развитых, как правило, полифазных массивов тоналитовой формации (J_3-K_1) Вирайюц-Карабахской геотектонической зоны, характеризуется однородным составом и строением. Слагающие его кварцевые диориты и тоналиты являются результатом однофазового внедрения. Породы характеризуются порфировой и микро-аллотриоморфнозернистой, микродиоритовой структурами основной массы. Порфировые выделения (35-50%) представлены зональным плагиоклазом (85%), с прямой и обратной зональностью (№57-50-35, №47-51-59, №47-59-40), роговой обманкой (15%), реже биотитом. Микрористаллическая основная масса представлена плагиоклазом (№33), кварцем (до 25-30% в тоналитах), реже роговой обманкой, пространство между которыми иногда выполнено ксеноморфным щелочным полевым шпатом (5-7%), рудным минералом (2-4%) и апатитом.

Вулканиты среднеэоценового магматического комплекса представлены (снизу вверх): спилитами, базальтами, базальтовыми андезитами, андезитами и туфами того же состава, а также пользующимися ограниченным развитием дацитами и риолитами. Спилиты, миндалекаменные базальты и базальтовые андезиты представлены подушечными, афировыми и порфировыми (15-20%) лавами с толеитовой, долеритовой, интерсертальной и микролитовой структурами основной массы. Микролейсты представлены альбитизированным, карбонатизированным, хлоритизированным плагиоклазом, который вместе с единичными, реликтовыми зернами пироксена, мелкими зернами магнетита, иногда титаномagnetита (3-8%), погружены в карбонат-хлоритизированный мезостазис. В миндаликах развиты кварц, карбонат, хлорит, реже актинолит, эпидот, пренит, опал. Субвулканические и дайковые тела аналогичного состава имеют одинаковые текстурно-структурные особенности и, по всей вероятности, являются подводящими каналами преобладающих в рудном поле подушечных лав. Миндалекаменные туфы, туфолавы базальтового, базальт-андезитового и дацитового состава имеют кристалло-литокластическую, лито-витрокластическую, кристалло-литовитрокластическую структуры.

Массивные разновидности базальтов, базальтовых андезитов, их туфов и туфобрекчий более интенсивно карбонатизированы и хлоритизированы. Фенокристаллы представлены плагиоклазом (~65%; №79-72, №67-64) и клинопироксеном. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза (№60-40), псевдоморфоз пироксена, рудного минерала (~3-5%), погруженных обычно в девитрифицированное, реже свежее вулканическое стекло.

В районе с.Ахндзор и северо-западнее от него развиты базальтовые андезиты и андезиты. Фенокристаллы (до 30-40%) представлены плагиоклазом ($\geq 65\%$) двух

генераций (№68-60, №47-38) и зернами орто- и клинопироксена (в равных количествах ~15%). В зависимости от содержания сравнительно свежего стекла их основная масса изменяется от гиалопилитовой до микролитовой, иногда пилотакситовой. Содержание магнетита и гематита – 5-9%. В андезитах количество вкрапленников уменьшается до 15-20%. Плаггиоклаз в них почти полностью деанортцитирован, а цветной минерал представлен опацифицированной роговой обманкой. Основная масса гиалопилитовая, гиалиновая, местами – микролитовая.

В среднеэоценовой вулканогенной толще большим развитием пользуются субвулканические тела диабазов, кварцевых базальтов, габбро-диабазов, миндалекаменных оливиновых базальтов, реже дацитов, риолитов. Широко развиты также жильные образования, представленные оливиновыми долеритовыми базальтами, диабазами, оливиновыми габбро-диабазами, базальтовыми андезитами и андезитами.

Среднеэоценовый интрузивный комплекс – Дзагидзорский полифазный массив представлен гомодромным рядом пород от габбро, через кварцевые монцогаббро до кварцевых диоритов. Первая фаза – габбро, габбронориты, роговообманковые габбро с преобладанием первых. Вторая фаза – кварцевые монцогаббро, диориты, кварцевые диориты, при преобладании кварцевых монцогаббро. Жильно-магматические образования представлены порфиroidными габбро, диабазами и аплитами.

Габброиды первой фазы состоят из зонального плаггиоклаза (~50-65%), клинопироксена (~7-20%), ортопироксена (0-10%, иногда 15%), оливина (0-8%), амфибола (10-27%), биотита (до 3%), магнетита, титаномагнетита (~5%), кварца и калиевого полевого шпата (0-8%). Во всех типах пород присутствует аксессуарный апатит. Состав зонального плаггиоклаза изменяется от битовнита (№84-80) до андезина (№30, краевая зона). Реликтовые зерна оливина заполнены кальцит-хлоритовым, хризотиловым вторичным агрегатом. В амфиболовых габбро преобладают роговая обманка, актинолит, грюнерит, редко встречаются биотит, кварц и ортоклаз. Почти во всех разновидностях габброидов кварц встречается в виде ксеноморфных кристаллов, а калиевый полевой шпат заполняет интерстиции между ранее образованными зернами минералов. В кварцевых монцогаббро содержание кварца и калиевого полевого шпата увеличивается более чем вдвое. Структура пород гипидиоморфнозернистая, участками микропегматитовая. Минеральный состав – плаггиоклаз (~60-65%; №70-66, №64-55), клинопироксен (~3-8%; авгит, диопсид), амфибол (~10%; роговая обманка, актинолит), кварц и калишпат (~10-13%; иногда в виде микропегматита).

Диориты и кварцевые диориты отличаются от роговообманковых габбро наличием более кислого плаггиоклаза (от №70-62 до №40-28, обычно №59-48). В небольших количествах в них присутствуют калиевый полевой шпат, биотит и кварц, содержание которого в кварцевых диоритах увеличивается до 25%. Аплиты – мелкозернистые лейкограниты, переходящие в микропегматитовые и графические разновидности. Минеральный состав – примерно в равных количествах (с одинаковой степенью идиоморфизма) ортоклаз, кварц, плаггиоклаз (№31-24, иногда №40-37), часто окаймленный ортоклазом, реже роговая обманка и мусковит. Содержание рудных минералов и апатита ограничено (до 2%).

Разнофациальные магматические образования среднего эоцена подвержены интенсивным вторичным изменениям – пропилитизации зеленокаменной фации, в

результате которых более развиты хлоритизация, карбонатизация, серицитизация, окварцевание, менее — альбитизация, амфиболизация и реже — эпидотизация (Дзагидзорский участок), указывающие на средне-низкотемпературную степень метаморфизма.

Вулканогенные образования позднеэоценовой памбакской свиты Севано-Ширакского синклиория представлены базальтами, базальтовыми андезитами, андезитами, трахиандезитами, дацитами и риолитами, переслаивающимися с различными туффитами (Джрбашян, 1964; Саркисян, 1966 и др.). Одновозрастный магматический комплекс исследованного района представлен эффузивными и субвулканическими образованиями преимущественно кислого состава. Субвулканические тела основного состава имеют ограниченное развитие. Основание разреза сложено кристалло-литовитрокластическими туфами риолитового состава, состоящими из вулканогенных литокластов (обломки дацитов и риолитов) с гналопилитовой и микролитовой структурой основной массы и ксеногенных литокластов (аргиллиты, глинистые песчаники). Риолитовые туфы переходят в лавы того же состава, характеризующиеся афировой и порфировой (~10%) структурой, микрофельзитовой, трахитовыми структурами основной массы. Фенокристаллы в породах не сохранены. Основная масса — афанитовый микроагрегат состоящий из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, с ксенолитами осадочного материала.

Дациты эффузивной фации характеризуются флюидальной (флюктуационной) текстурой и преобладающей порфировой структурой (~10-35%). Фенокристаллы представлены плагиоклазом ($\geq 90\%$) двух генераций (№54-52, №45-34), клинопироксеном (~8%), биотитом (0-1%) и ксеноморфными зернами кварца. Плагиоклаз первой генерации, сформированный в интрателлурических условиях, имеет оплавленные, корродированные контуры. Вкрапленники клинопироксена окаймлены красно-бурой базальтической роговой обманкой. Основная масса гиалиновая, афанитовая и имеет флюидально-полосчатую текстуру, несколько извилистых струй-потоков, отличающихся по микроструктуре — гиалиновой и афанитовой, микрофельзитовой, состоящей из мелких агрегатов кварца и полевых шпатов с гнездами заохренной рудной пыли. В основной массе содержание магнетита и гематита составляет ~2-5%.

Дациты субвулканической фации (дайки) по своим текстурно-структурным особенностям и петрографическому составу мало отличаются от лав аналогичного состава. Характеризуются флюидальной текстурой (параллельно стенкам даек). Порфировые вкрапленники в них составляют ~5%, в трахидацитах ~10%.

Выявленные нами субвулканические образования основного состава представлены базальтами и порфировыми монзогаббро. Фенокристаллы плагиоклаза (~30-65%) в них достигают крупных размеров (до 3-4 см). В базальтах фенокристаллы представлены, как отмечалось, плагиоклазом (~60-90%) двух генераций (№62-53, №40-34), оливином (~3-10%) и клинопироксеном (~10-20%). Структура основной массы интересеральная, толентовая, гиалопилитовая, микродолеритовая. Микролиты представлены плагиоклазом, клинопироксеном, ксеноморфными выделениями калишпата (~1-5%, иногда 8%). Стекло как девитрифицированное, так и свежее. Зерна оливина почти нацело замещены серпентин-магнетит-кварцевым агрегатом. Акцессорные минералы — магнетит, ильменит (~3-8%), апатит (~1%).

В порфировых монцогаббро фенокристаллы представлены плагиоклазом (>90%) двух генераций (№72-70, №62-56), биотитом (~5%), клинопироксеном и амфиболом. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая (монцонитовая). В ней плагиоклаз и изометричные зерна клинопироксена (эгирин-авгит) и роговой обманки содержатся примерно в равных количествах, интерстиции между ними заполнены ксеноморфными зёрнами и участками щелочного полевого шпата (~6-10%) и кварца (~1-4%). Породы обогащены рудными минералами (магнетит, ильменит ~10%) и апатитом (>1%). В отличие от среднеэоценовых, вулканы позднего эоцена менее интенсивно подвержены вторичным изменениям (хлорит, карбонат, серпентин, кварц, иногда амфибол), которые развиты преимущественно в трещинах минералов и в основной массе пород.

Глава 5. ПЕТРОХИМИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Детальный петрохимический анализ разновозрастных магматических комплексов района, проведенный автором (Галоян, 2000, 2003), основывается на 116 силикатных анализах (106 авторские), из коих 103 характеризуют эоценовые магматические образования и 14 – юрские. Петрохимические пересчеты и нормативные составы пород рассчитаны по методу CIPW. Для классификации и номенклатуры разновозрастных вулканитов нами применялась классификация TAS (1997), согласно которой изученные вулканиды принадлежат нормальному ряду пород: базальты, базальтовые андезиты, андезиты, дациты и риолиты при резком преобладании первых двух разновидностей. Субщелочные вулканогенные образования – трахибазальты и базальтовые трахиандезиты (J_2, P_2^2) имеют ограниченное развитие.

Согласно петрохимическим пересчетам (Irvine, Baragar, 1971; Miyashiro, 1974) вулканические образования среднеэоценового магматического комплекса относятся к толеитовым, а среднеюрские и позднеэоценовые – к известково-щелочным сериям. На диаграмме K_2O-SiO_2 (Le Maitre, 1989) вулканиды J_2 попадают в среднекалийевые, реже в низкокалийевые поля, которые по отношению K_2O/Na_2O относятся к натриевым (0.05-0.26), иногда к калиево-натриевым (0.35-0.63) типам. Они являются кварц-гиперстен-нормативными (соответственно 9-23% и 2-17%).

Атанский интрузив (J_3-K_1) характеризуется преобладанием пород известково-щелочной и частично толеитовой серий. Они относятся к калиево-натриевому ряду ($K_2O/Na_2O=0.32-0.38$) и на диаграмме K_2O-SiO_2 располагаются в нижних частях среднекалийевых пород.

Вулканогенные образования среднеэоценового возраста (эффузивные, эксплозивные и субвулканические) по TAS представляют собой гомодромный ряд от базальтов до риолитов при преобладании базальтов и базальтовых андезитов. На диаграмме K_2O-SiO_2 большинство из отмеченных вулканидов попадают в среднекалийевое поле и лишь некоторые – в низкокалийевое. На диаграмме AFM известково-щелочным химизмом, преимущественно натриевым, характеризуются измененные (спидит-карбонатизированные) базальты, редко встречающиеся туфы и лавы дацитового состава и некоторые андезиты, в основном, субвулканического облика.

Завершающие среднеэоценовый магматический комплекс породы Дзагидзорского интрузива в целом характеризуются толеитовым химизмом с переходом к известково-щелочному – амфиболовые габбро, жильные габбронды и аплиты. По отношению

K_2O - SiO_2 породы интрузива соответствуют среднекалиевому ряду пород нормальной щелочности. В породах интрузива, от габбро к кварцевым диоритам и аплитам, параллельно росту SiO_2 наблюдается уменьшение содержаний – TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MnO , MgO , CaO и возрастание – Na_2O . Наиболее высокие содержания щелочей отмечаются в породах второй фазы, обусловленные максимальными концентрациями K_2O (до 1.7%) и Na_2O (до 5.8%) соответственно в кварцевых монзогаббро и кварцевых диоритах. По величине отношения K_2O/Na_2O габбро относятся к переходным от натриевых (0.1-0.26) к калиево-натриевым (0.31-0.37, иногда 0.65), кварцевые монзогаббро – к калиево-натриевым (0.5-0.64), а диориты и кварцевые диориты – к натриевым (0.16-0.06) рядам. Наибольшей величиной K_2O/Na_2O характеризуются аплиты (1.92-1.96).

По сравнению со среднеэоценовыми вулканитами той же кремнекислотности, вулканиты позднего эоцена заметно богаче калием (до 1.5-2% K_2O в основных и до 3-8% – в кислых разностях). При этом, на диаграмме K_2O - SiO_2 они отвечают полю только высококалиевых пород. Кроме того, отмеченные разновозрастные магматиты четко отличаются по общей щелочности (Na_2O+K_2O) и по отношению K_2O/Na_2O – более высокой для позднеэоценовых образований. В частности, отношения K_2O/Na_2O в среднеэоценовых базальтоидах (в среднем 0.2-0.3) значительно уступают их отношению в позднеэоценовых однопородных субвулканических породах (до 0.4-0.7), доходя до своего максимума в дацитах (0.8-1.1) и риолитах (2.3-5.7).

Петрохимически вулканиты позднего эоцена, в целом, являются кварц-нормативными, а их основные разности содержат также нормативный гиперстен, тогда как большинство среднеэоценовых магматитов являются гиперстен- и кварц-нормативными и, отчасти, оливин-нормативными (диабазы, габбро-диабазы и др.). Из других особенностей магматитов обоих комплексов района можно отметить низкую концентрацию в них TiO_2 (менее 1%).

На Si-K-Ti и Si-K-Mg (Демина, Симонов, 1999), а также мультикативной R_1 - R_2 (Batchelor, Bowden, 1985) диаграммах среднеюрские, верхнеюрско-нижнемеловые и подавляющее большинство среднеэоценовых магматитов размещаются в поле пород, характерных для зон субдукции, а по содержаниям TiO_2 , K_2O , Na_2O+K_2O , отношениям K_2O/Na_2O и FeO^*/MgO они близки к соответствующим параметрам известково-щелочных и толеитовых образований развитых островных дуг, в то время как позднеэоценовые образования размещаются в поле пород коллизионных зон.

Резюмируя вышеизложенное, отметим что: а) среднеэоценовые магматиты характеризуются, как правило, толеитовым химизмом, в то время как позднеэоценовые вулканические и субвулканические образования относятся к разностям известково-щелочной серии; б) среднеэоценовые однопородные породы различных фаций по своим петрохимическим особенностям весьма схожи между собой и в то же время резко отличаются от позднеэоценовых однопородных пород вулканической и субвулканической фаций; в) по своим петрохимическим особенностям подавляющее большинство среднеэоценовых магматитов размещается в поле пород, характерных для зон субдукции (развитые островные дуги), в то время как позднеэоценовые магматические образования размещаются в поле пород зон коллизии.

Глава 6. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Геохимические особенности магматических образований рассмотрены на основании распределения высокозарядных и прежде всего редкоземельных элементов (РЗЭ), а также Ti и Zr, транзитных – Li, V, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Zn и некоторых литофильных – K, Rb, Sr элементов. В процессе обсуждения основное внимание уделено поведению РЗЭ, так как они являются наименее подвижными в процессах гидротермальных и низкотемпературных метаморфических изменений и в этом аспекте наиболее точно отражают состав первичных пород и протолита, а также петрогенетические процессы их формирования. Поведение РЗЭ рассмотрено на основании 15 анализов разновозрастных, разнофациальных, разнотипных пород (табл. 1), нормированных по хондриту (Anders, Grevesse, 1989). Анализы выполнены в ИГЕМ РАН масс-спектральным методом на приборе ISP-MS.

Изученные разновозрастные магматиты существенно различаются по содержаниям РЗЭ. Концентрации РЗЭ изменяются в широких пределах – от 41.6г/т в среднеэоценовых базальтах до 201.5г/т в позднеэоценовых дацитах. В ряду среднеэоценовых вулканитов наиболее низкие содержания РЗЭ характерны для эффузивных базальтов, в андезитах и породах субвулканической фации их концентрации повышаются, достигая максимума в субвулканических риолитах (148.2г/т). Позднеэоценовые кислые вулканиты, по сравнению со среднеэоценовыми, характеризуются более высокими содержаниями РЗЭ (в субвулканических дацитах – 201.5г/т), при одновременном увеличении содержаний как легких, так и тяжелых РЗЭ, причем накопление легких лантаноидов происходит более интенсивно, чем тяжелых (Мелкоян, Галоян, 2002).

В целом, по мере увеличения кремнекислотности пород одной и той же стадии вулканизма суммарное содержание РЗЭ увеличивается и в эффузивных, и в субвулканических образованиях, причем при одной и той же кремнекислотности субвулканические породы более обогащены РЗЭ, чем вулканиты. Общей особенностью разновозрастных вулканитов является преобладание легких лантаноидов над тяжелыми. С ростом содержаний K_2O и SiO_2 большинство изученных пород проявляют тенденцию увеличения значений La/Yb отношения, однако у субвулканических диабазов и порфировых монцогаббро отмечаются высокие значения La/Yb отношения (~12) – аналогичные таковым у дацитов и риолитов.

В среднеэоценовых основных вулканитах дефицита европия, в целом, не отмечается ($Eu/Eu^*=0.9-1.1$), в то время как в субвулканических риолитах ($Eu/Eu^*=0.6$) и верхнеэоценовых дацитах ($Eu/Eu^*=0.6-0.8$) фиксируется четкий европиевый минимум.

Содержания РЗЭ в разновозрастных Атанском и Дзагидзорском массивах (табл. 1) резко отличаются друг от друга. Несмотря на относительно высокие калиево-кремнекислотность, верхнеюрско-нижнемеловые тоналиты Атанского интрузива характеризуются заметно низкими концентрациями РЗЭ (69.5г/т) по сравнению с габброидами среднеэоценового Дзагидзорского интрузива (106-143г/т). Одновременно концентрации РЗЭ в породах среднеэоценового интрузивного комплекса отчетливо повышены по сравнению с одновозрастными вулканитами эффузивной и субвулканической фаций, при однотипном рисунке распределения РЗЭ.

Таблица 1

Содержания РЗЭ и некоторых окислов в магматических образованиях бассейна р.Марцигет (окислы в вес.%, РЗЭ – в г/т)

№ обр.	K170	K180	K305	K251	K397	K398	K376	K377	K289	K370	K149	K267	K269	K263	K360
SiO ₂	43.31	52.89	54.00	48.79	55.34	77.25	67.49	70.02	49.70	67.52	63.11	49.00	53.41	64.77	73.60
TiO ₂	0.73	0.46	1.10	0.96	0.55	0.23	0.39	0.43	0.78	0.55	0.27	1.33	0.96	0.66	0.23
K ₂ O	0.50	0.60	0.35	1.10	0.60	3.30	3.30	3.50	1.70	3.30	1.50	0.70	1.70	0.35	5.90
La	5.80	8.70	16.10	18.30	7.00	32.80	28.60	28.90	30.60	44.20	14.70	19.80	29.40	20.40	25.90
Ce	11.90	17.30	31.60	34.10	14.10	60.00	54.50	54.60	56.90	79.10	27.40	37.80	54.80	45.80	40.20
Pr	1.74	2.38	4.40	4.31	1.94	7.21	6.70	6.99	7.33	9.48	3.38	5.02	6.92	6.69	4.18
Nd	8.40	9.30	18.60	17.20	8.60	27.20	26.90	27.80	28.00	35.70	12.70	21.30	27.40	28.60	14.40
Sm	2.24	2.49	4.43	3.65	2.25	5.22	5.68	5.92	6.15	7.24	2.42	4.76	5.80	6.51	2.41
Eu	0.87	0.80	1.33	1.14	0.85	0.96	1.31	1.29	1.52	1.36	0.66	1.46	1.44	1.67	0.85
Gd	2.67	2.78	4.86	3.91	2.88	4.80	5.55	6.31	5.81	7.04	2.31	4.94	5.33	6.25	2.12
Tb	0.46	0.44	0.74	0.51	0.43	0.64	0.82	0.88	0.81	1.05	0.35	0.69	0.75	0.90	0.34
Dy	2.97	2.86	4.86	3.12	2.70	3.52	5.09	5.47	4.70	6.45	2.09	4.17	4.55	5.71	1.89
Ho	0.63	0.58	0.98	0.61	0.58	0.70	1.06	1.12	0.92	1.33	0.41	0.81	0.86	1.09	0.37
Er	1.78	1.80	2.67	1.56	1.64	2.22	2.89	3.29	2.66	3.92	1.30	2.33	2.73	3.26	1.15
Tm	0.27	0.27	0.39	0.23	0.25	0.33	0.44	0.47	0.37	0.55	0.20	0.31	0.37	0.51	0.17
Yb	1.62	1.82	2.84	1.51	1.66	2.19	2.89	3.14	2.50	3.53	1.35	2.25	2.49	3.19	1.00
Lu	0.26	0.28	0.42	0.21	0.25	0.37	0.41	0.44	0.36	0.56	0.20	0.32	0.35	0.46	0.13
ΣTR	41.61	51.80	94.22	90.36	45.13	148.16	142.84	146.62	148.63	201.51	69.47	105.96	143.19	131.04	95.11
La/Yb	3.58	4.78	5.67	12.12	4.22	14.98	9.90	9.20	12.24	12.52	10.89	8.80	11.81	6.39	25.90
Eu/Eu*	1.09	0.94	0.89	0.93	1.03	0.59	0.72	0.65	0.78	0.60	0.86	0.93	0.80	0.81	1.16

Опись анализов. *Среднеэоценовые образования* – эффузивные (1-3): 1-спилит, 0,2 км Ю с.Шамут; 2-базальтовый андезит, 1,5 км СЗ с.Ахндзор; 3-базальтовый андезит, 1,3 км В г.Марц; субвулканические (4-6): 4-диабаз, 0,8 км В с.Дзагидзор; 5-базальтовый андезит, 2,5 км ЮЗ с.Ахндзор; 6-риолит, там же. *Верхнеэоценовые образования* – эффузивные (7,8): 7-дацит, 0,7 км ЮЗ с.Марц; 8-дацит, 1,2 км З с.Марц; субвулканические (9,10): 9-порфировое монцогаббро, 0,6 км СВ пос.Тумаян; 10-дацит, 0,1 км Ю с.Марц; *Интрузивные образования* (11-15): Атанский массив: 11-тоналит, 0,5 км С с.Атан; Дзагидзорский массив: 12-габбро 0,7 км СВ пос.Тумаян; 13-кварцевое монцогаббро, 1 км СВ пос.Тумаян; 14-кварцевый диорит, 2,2 км СВ с.Дзагидзор; 15-аплит, там же. Анализы выполнены в ИГЕМ РАН масс-спектральным методом с использованием индуктивно-связанной плазмы, на приборе ICP-MS, аналитики А.Дубинин, В.Сидельникова, Л.Цимлянская.

Соотношение легких и тяжелых РЗЭ (La/Yb) для интрузивных пород, по сравнению с вулканитами, колеблется в широких пределах (от 6 до 26). Однако, если переход от основных к кислым породам сопровождается повышением концентраций как легких, так и тяжелых РЗЭ, то в аллитах поздней фазы отмечается увеличение содержания лишь легких лантаноидов. Более четко, чем для вулканических пород, намечается хорошо выраженная корреляция отношения La/Yb с концентрациями калия. Характерной особенностью интрузивных пород является постоянная, хотя и слабо выраженная, отрицательная европиевая аномалия (0.8-0.9), за исключением аплитов, в которых фиксируется незначительная положительная европиевая аномалия (1.16), обусловленная повышенными содержаниями в них полевых шпатов.

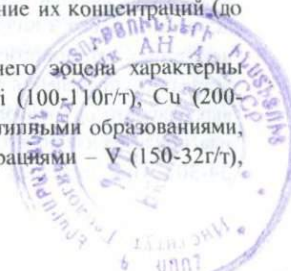
Содержание РЗЭ как в вулканитах, так и интрузивах, в целом, коррелируется с содержанием калия. Поскольку среднеэоценовые образования характеризуются в основном толеитовым трендом, они, как правило, обеднены РЗЭ, концентрация которых увеличивается в кислых породах до 1.5-2 раз. Особенности распределения РЗЭ в изученных вулканитах, и прежде всего накопление РЗЭ в последовательном ряду пород, близхондритовое распределение европия в вулканитах основного состава при отчетливо проявленном дефиците европия в кислых вулканитах свидетельствуют в пользу мантийного источника исходного базальтового расплава и определяющей роли процессов фракционной кристаллизации в петрогенезисе изученных пород.

Уровень концентраций и состав РЗЭ в среднеэоценовых магматитах, в целом, соответствуют таковым толеитовых серий развитых островных дуг, в то время как те же параметры в позднеэоценовых кислых вулканитах наиболее близки к их концентрациям в однотипных породах коллизионных геодинамических обстановок (Мелконян, Галоян, 2002).

Содержание элементов группы железа (V, Cr, Co, Ni) в рассматриваемых породах свидетельствует об их обогащенности сравнительно с их концентрациями в островодужных образованиях (Лутц, 1980 и др.). В вулканитах среднего эоцена их содержания резко убывают от базальтов к риолитам (Co=50-24, иногда 13г/т, Ni=130-45г/т, Cr=230-50, иногда 25г/т, V=400-60, иногда 18г/т). Отношение V/Ni не превышает значения 7-8, в то время как во многих андезитовых формациях островодужных систем они превышают 10, а в океанических базальтах – 2-3. Породы Дзагидзорского интрузива характеризуются одинаковыми содержаниями Cr (160-170, иногда 100г/т), за исключением аплитов (62.5г/т). При этом содержания Co (19-34г/т) и Ni (100-130г/т) мало отличаются от таковых в породах Атанского интрузива (24-29г/т и 83-110г/т), в отличие от ванадия, содержания которого в магматических породах среднего эоцена (300-150г/т) в полтора раза больше, чем в последних (200-120г/т).

Содержания транзитных элементов Cu (160-310г/т) и Zn (32-150г/т) в среднеэоценовых вулканитах близки к таковым островодужных величин, а в субвулканических и интрузивных породах наблюдается увеличение их концентраций (до 620г/т и 210г/т соответственно).

Для субвулканических пород основного состава позднего эоцена характерны содержания V (200-300г/т), Cr (120-150г/т), Co (29-34г/т), Ni (100-110г/т), Cu (200-470г/т), Zn (63-110г/т) одинаковые со среднеэоценовыми однотипными образованиями, но кислые вулканиты характеризуются более низкими концентрациями – V (150-32г/т),



646

Cr (30-50г/т), Co (12-44г/т), Ni (22-90г/т), Cu (41-170г/т), Zn (97-120, иногда 195г/т). Из приведенных данных следует, что значение отношения Ni/Co в позднеэоценовых кислых вулканитах (1.6-2.0) в полтора раза меньше по сравнению с однотипными породами среднего эоцена (2.8-3.0), в то время как эти значения для пород основного состава указанных комплексов близки (2.8-3.5).

Содержание TiO₂ в магматитах Марцигетского рудного поля в основном меньше 1%. Согласно дискриминационным диаграммам Ti-Zr (Pearce, Cann, 1973) и Ti-V (Shervais, 1982) среднеэоценовые базальтоиды попадают в поле, характеризующее островодужные геодинамические обстановки. Пределы колебаний содержания Zr (60-150г/т) связаны не с колебаниями общей кремнекислотности пород, а с их калиевостью.

По ограниченному числу анализов Rb и Sr, субвулканические оливиновые базальты и интрузивные амфиболовые габбро характеризуются низкими концентрациями Rb (соответственно 9.5г/т и 16.7г/т), которые резко возрастают в кислых вулканитах позднего эоцена – дацитах (87-104г/т) и доходят до 147г/т в риолитах. Обратная картина наблюдается для Sr, концентрации которого в том же ряду пород уменьшаются от 498г/т до 124г/т, достигая своего минимума в риолитах (33г/т). Обратная корреляционная зависимость между концентрациями Rb и Sr – возрастание отношения Rb/Sr параллельно с ростом калиевоности и содержания SiO₂ в породах, по-видимому, обусловлена фракционированием плагиоклаза в процессе кристаллизации расплава.

Глава 7. ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭОЦЕНОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Вопросы петрогенезиса эоценовых вулкано-интрузивных комплексов Севано-Ширакского синклиория рассмотрены в работах Б.М.Меликсетяна (1989) и Р.Т.Джрбашяна (1990, 1996), однако подобные исследования для разновозрастных пород, развитых в пределах Марцигетского рудного поля, до наших исследований не проводились.

Поскольку в среднеэоценовом комплексе, особенно в низах разреза, большим развитием пользуются базальты и базальтовые андезиты толеитовых серий, вопросы их петрогенезиса обсуждены, исходя из особенностей, свойственных толеитовым базальтовым расплавам (Green, Ringwood, 1964, 1967; Yoder, 1976; Лутц, 1980; Богатиков, 1987; Рябчиков, 1987; Цветков, 1990 и др.). Как нами было отмечено, преобладающая часть эоценового разреза магматических образований района (P₂²) сложена нормальными разностями (оливин ~2-5%) толеитовых серий, для которых типоморфными минералами являются плагиоклаз и клинопироксен. Плагиоклаз является наиболее распространенной минеральной фазой и для разнотипных пород позднеэоценового магматического комплекса. Широкое развитие плагиоклаза в разнотипных, разнофациальных магматических комплексах района, кристаллизация его на всех стадиях становления породы позволили использовать его в качестве индикатора среды минералообразования и для обсуждения некоторых петрогенетических вопросов (Хоренян, Галоян, 2003). Анализ вариационных кривых распределения состава плагиоклаза по петрографическим типам среднеэоценовых магматитов позволил выявить наличие четырех сквозных максимумов составов плагиоклазов для пород всех фаций основного и среднего состава (№75-70, 55-50, 44-40, 34-30). При переходе к кислым разностям – дацитам и аплитам фиксируются два

сквозных максимума (№40-35, 30-23). Анализ вариационных кривых распределения состава плагиоклазов позднеэоценовых магматических образований выявил обратную картину – увеличение количества сквозных максимумов от основных разностей к кислым: плагиоклазовые базальты (№55-50, 40-37), порфиновые монцобаббро (№65-63, 57-55, 45-42), дациты (№54-52, 47-45, 32-28, 25-23). Очевидно, что в дацитах и аплитах среднеэоценового магматического комплекса плагиоклаз наиболее дифференцирован и формируется из остаточного расплава, обедненного плагиоклазовым компонентом, при ассимиляции незначительного количества осадочного материала. В то же время лабрадорные ядра фенокристаллов плагиоклаза (№54-52) первой генерации позднеэоценовых дацитов, их парагенезис с высокотемпературными минералами (роговая обманка, магнетит), коррозия плагиоклазом (олигоклаз-андезин) второй генерации, окаймляющим нацело замещенные вторичными минералами ядра, указывают на интрателлурический характер плагиоклаза первой генерации и процессы смешения и ассимиляции корового материала.

Важным индикатором петрогенетических процессов формирования магматических образований являются, как известно, закономерности распределения в них РЗЭ. Характер распределения и уровень концентраций РЗЭ в среднеэоценовых магматитах бассейна р.Марцигет выявляют их четкую зависимость от степени дифференцированности пород. Как известно, кристаллизация магматических расплавов, с учетом коэффициентов распределения РЗЭ в главнейших породообразующих и акцессорных минералах, как правило, сопровождается накоплением в остаточных расплавах РЗЭ, прежде всего легких лантаноидов и соответственно – обогащением РЗЭ поздних дифференциатов исходных расплавов. С другой стороны, одним из характерных признаков мантийных расплавов является близкое или тождественное хондритовому нормативное содержание европия ($Eu/Eu^* \sim 1.0$). Установленные особенности распределения РЗЭ в рассмотренных вулканитах и, прежде всего, накопление РЗЭ в последовательном ряду пород, близхондритовое распределение европия в вулканитах основного состава (P_2^2) при отчетливо проявленном дефиците европия в кислых вулканитах свидетельствуют в пользу мантийного источника исходного базальтового расплава и определяющей роли процессов фракционной кристаллизации, в частности фракционирования плагиоклаза, в петрогенезе рассматриваемых пород.

Сравнивая полученные петро-геохимические данные изученных магматических пород различных геодинамических обстановок и в особенности островодужных систем, среднеэоценовые базальты Марцигетского рудного поля, для которых характерны низкие содержания РЗЭ и одновременно более высокие концентрации Ni и Cr (90-130г/т и 160-230г/т), можно сопоставить с базальтами эоценовой формации Фингер Бей Командорско-Алеутской островной дуги (Цветков, 1990). Схожесть отмеченных параметров в вулканитах (P_2^2) с таковыми указанной формации – более высокие содержания Ni и Cr, одновременно низкие концентрации крупноионных литофильных элементов – K, Ti, Rb, позволяют предполагать об их кристаллизации из более "примитивных" расплавов, а также их меньшую фракционированность. В то же время рост общей железистости, содержания РЗЭ и La/Yb отношения, увеличение дефицита Eu и постепенное уменьшение концентраций V, Cr, Co, Ni, указывают на большую дифференцированность кислых разновидностей.

В позднеэоценовых кислых вулканитах значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7052-0.7123), их положительная корреляция с содержаниями K_2O указывают на контаминацию исходного расплава коровым материалом (Ewart, Stipp, 1968; Appleton, 1972 и др.). Первичное изохронное отношение изотопов Sr в них ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀=0.70464, отчетливо понижено по сравнению с коровыми значениями ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀≥0.7086, и позволяет предполагать контаминацию исходного мантийного расплава базальтового состава сиалическим материалом (Мелконян, Гукасян, Галоян, 2003).

Резюмируя вышеизложенное, можно заключить, что разнофациальные магматические образования основного и среднего состава среднеэоценового комплекса прошли более длительный период формирования, кислые разности которых, по всей вероятности, являются результатом кристаллизации остаточного расплава, в то время как основные породы субвулканической фации позднеэоценового комплекса имели короткую историю становления, а кислые разности являются результатом процессов смешения корового материала с дифференцировавшим до среднего состава исходным базальтовым расплавом.

Результаты минерало-петрографических, петро-геохимических, изотопных исследований позволяют заключить, что основным петрогенетическим механизмом в формировании средне- и позднеэоценовых магматитов являлись процессы фракционной кристаллизации, когда исходный высокоглиноземистый расплав толеит-базальтового состава, являющийся продуктом фракционирования первичной, мантийной (пикритовой) магмы, формировался в подкоровых промежуточных очагах (до 15км) в условиях повышения H_2O и fO_2 при незначительной контаминации коровым материалом. Вулканиты же позднего эоцена, обогащенные щелочами и водой, формируются при фракционной кристаллизации исходного известково-щелочного базальтового расплава при контаминации метапелитовым коровым материалом, когда дифференциация в системе протекала в условиях повышения содержания воды, неполном фракционировании плагноклаза и высокой фугитивности кислорода.

Глава 8. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ МАРЦИГЕТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В результате многолетних исследований, проведенных в пределах Марцигетского рудного поля различными исследователями (Сопко, С.Алоян, П.Алоян, Пароникян, Карапетян, Г.Алоян и др.), к настоящему времени установлены основные особенности геолого-тектонического строения рудного поля, структурные условия локализации оруденения, дана характеристика минерального состава и геохимии руд отдельных участков. Однако некоторые вопросы рудообразования и прежде всего механизма формирования золоторудной минерализации до настоящего времени оставались открытыми. Между тем решение этих вопросов имеет важное не только теоретическое, но и прикладное значение.

В структурном отношении оруденение приурочено к Икатакской горстантиклинали (Г.Алоян, 1998), в пределах всячего крыла Марцигетского разлома СЗ простирания, при этом оруденение контролируется зонами трещиноватости, субвулканическими и дайковыми образованиями, главным образом основного состава,

вытянутыми вдоль этого разлома (Сопко, 1955 и др.). Главная масса рудной минерализации сконцентрирована в туфах среднеэоценового комплекса.

Согласно результатам минералого-геохимического изучения оруденения рудного поля (Пароникян, 1974, 1983) выделяются несколько формационных типов руд, слагающих единый генетический ряд: контактово-метасоматический гематит-магнетитовый (высоко-температурный), медно-гематитовый с пирит-гематит-халькопиритовым и пирит-халькопиритовым подтипами (среднетемпературный), золото-свинцово-цинковый с медно-цинковым и свинцово-цинковым подтипами руд (средне-низкотемпературный). Все эти типы руд золотосны. Для указанных формационных типов определены изотопные составы кислорода минералов (кварц, магнетит), температуры их формирования, рассчитаны значения $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих растворов (табл.2). Образцы высоко- (обр.Д-26, Д-65) и среднетемпературной ассоциации отобраны на уч.Дзагидзор, остальные: низкотемпературные (обр.Б-35, Б-220), а также образцы кальцитов (обр.Б-226, Б-103, Б-209) – на уч.Будагидзор.

Результаты изотопных ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) исследований, проведенных нами в рудном поле, с учетом ранее известных литературных данных, послужили основой для разработки механизма формирования золоторудного оруденения в его пределах (Акопян, Мелконян, Галоян, 2001). Как ранее было показано, рудоносные флюиды, генерируемые различными породами единой генетической серии, имеют качественно аналогичные химические составы, причем от ранних стадий рудоотложения к поздним происходит смена типа функционирующей гидротермальной системы – направленно движущихся растворов конвективно-циркуляционной (Акопян, Мелконян, 1997, 1998 и др.).

Таблица 2

Изотопные составы кислорода минералов, воды рудообразующих растворов, углерода кальцитов и температура рудообразования

№ обр.	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$ минерала	$\delta^{13}\text{C}$ минерала	t, °C	$\delta^{18}\text{O}$ воды
Д-26	Кварц	10.9	–	770	10.5
	Магнетит	5.5	–	–	–
Д-65	Магнетит	5.8	–	–	–
	Кварц	10.1	–	360	5.1
Д-101	Кварц	11.1	–	310	4.6
Б-35	Кварц	19.9	–	180	6.8
Б-220	Кварц-I	14.0	–	–	–
	Кварц-II	21.5	–	–	–
Б-226	Кальцит	15.1	-1.7	–	–
Б-103	Кальцит	17.3	-0.9	–	–
Б-209	Кальцит	12.5	-0.2	–	–

Высокотемпературная (770°C) гематит-магнетитовая минерализация на Дзагидзорском участке приурочена к туфогенным породам среднего эоцена, в экзоконтактовой полосе интрузива роговообманковых габбро. Значения $\delta^{18}\text{O}$ воды флюидной фазы габбро обычно находятся в пределах 5.5-6.0‰, между тем как для

гематит-магнетитовой ассоциации они характеризуются необычно высокими значениями (10%), что обусловлено взаимодействием флюидов, генерируемых интрузивом и CO_2 , образовавшимся в результате термического разложения известняков низов среднеэоценового разреза. На среднетемпературной стадии минерализации термическое разложение известняков невозможно, и так как рудоотложение происходило из гидротермальной системы направленно движущихся растворов, то последние могли взаимодействовать только с рудовмещающими вулканитами. Поэтому $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих флюидов характеризуются значениями, обычными для магматических растворов (4.6-5.1‰). Влияние известняков вновь фиксируется на низкотемпературной стадии минерализации и также проявляется в утяжелении $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих растворов (6.8‰). Причиной нового утяжеления на поздних стадиях являлась смена типа гидротермальной системы направленно движущихся растворов конвективно-циркуляционной. В этом случае растворы имели возможность взаимодействовать с различными породами стратиграфического разреза, в том числе и с известняками. Изотопный эффект взаимодействия растворов с известняками фиксируется и в изотопном составе углерода кальцитов (см. табл.2).

Золото, как и другие металлы в химических соединениях, проявляет положительную валентность, и для получения самородного золота необходимо восстановление иона золота. В рассмотренном механизме рудообразования благоприятные условия для отложения золоторудной минерализации не обнаруживаются. Высокотемпературная ассоциация отлагалась под воздействием CO_2 , отложение среднетемпературной ассоциации также происходило в окислительных условиях, хотя и при уменьшении окислительного потенциала. Отложение золота в этих условиях объясняется формированием восстановителя в результате химических реакций отложения других минералов и околорудного изменения вмещающих пород. Отложение руд различных формационных типов является следствием эволюции исходных рудоносных растворов, и поскольку все они содержат золото, то логично предполагать понижение концентраций золота от высокотемпературных ассоциаций к низкотемпературным, тем более учитывая смешение гидротермальных растворов с поверхностными водами. Однако, согласно результатам минералого-геохимических исследований, от высокотемпературных ассоциаций к низкотемпературным наблюдается не понижение, а повышение содержания золота (Карапетян, Пароникян, 1983). Очевидно, что в данном случае содержание золота в рудах контролировалось не концентрацией золота в рудоносных растворах, а содержанием восстановителя. Как было установлено (Акопян, Мелконян, 2002), наиболее благоприятными для формирования золоторудного оруденения являются условия, когда в роли восстановителя выступает геологическая среда, и в пределах Марцигетского рудного поля таковой является угленосная толща в осадочных образованиях раннего эоцена, представленная песчаниками с прослоями угля и углистых сланцев.

В механизме гидротермального рудообразования вопрос источника рудоносных растворов является одним из важнейших, однако этот вопрос, а также возраст оруденения в настоящее время нельзя считать окончательно решенными. Учитывая наличие минеральных ассоциаций аналогичных составов на разных участках рудного поля, предполагается, что источники рудоносных растворов различны. Разобшенность

участков рудопоявлений и их линейное размещение по простиранию Марцигетского разлома объясняется таким же расположением магматических тел, являющихся источниками рудоносных растворов. Являются ли они самостоятельными магматическими телами или апофизами более крупного магматического тела (диапир) – это вопрос дальнейших исследований. В данном случае важно то, что эффекты влияния среды на растворы гораздо значительнее, чем ожидаемые различия $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов различных источников. Отличия в исходных содержаниях золота в растворах разных источников также не влияют на выводы проведенного обсуждения, поскольку содержание золота в рудах контролировалось не концентрацией его в растворах, а содержанием и формой проявления восстановителя.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На основании результатов геолого-палеонтологических, минералогическо-петрографических, петро-геохимических и изотопных исследований эоценовые магматические образования Марцигетского рудного поля подразделяются на два самостоятельных комплекса – среднеэоценовый и позднеэоценовый, которые четко отличаются веществом составом пород, условиями их образования и степенью измененности.

2. Эффузивные, субвулканические и интрузивные образования среднего эоцена составляют единый вулкано-интрузивный комплекс с подчиненной ролью интрузивных пород. Вулканогенные и интрузивные образования, среди которых преобладают разности состава базальтов и базальтовых андезитов, при подчиненной роли дацитов и риолитов субвулканической фации характеризуются гомодромной направленностью изменения химизма. Обратная картина наблюдается среди вулканитов позднего эоцена: преобладание лав и туфов дацитового и риолитового состава, при подчиненной роли субвулканических тел основного состава.

3. Вулканогенные породы среднего эоцена составляют дифференцированный базальт-базальтовый андезит-андезит-дацит-риолитовый ряд, ранние члены которого формировались в прибрежно-морских, подводных условиях. Дальнейшее развитие магматизма с переходом от субаквальных условий к субаэральным сопровождается увеличением роли кислых вулканитов, в основном, в виде субвулканических и дайковых тел. Последние особенно преобладают в разрезе верхнего эоцена и характеризуются высокой калиевой щелочностью.

4. Породы среднеэоценового комплекса относятся, в основном, к толеитовой, а позднеэоценового комплекса – к известково-щелочной серии, соответственно к известково-щелочным и субщелочным уклоном. И эффузивные, и интрузивные разности среднего эоцена относятся к нормально-щелочному ряду со средней и, частично, низкой калиевостью, а основные и кислые вулканиты позднего эоцена – к высококалиевой группе.

5. По петрохимическим и геохимическим параметрам, содержанию элементов и характеру их распределения, особенностям минерального состава породы среднеэоценового комплекса наиболее близки к разностям, сформированным в островодужной обстановке (развитые островные дуги), а магматиты позднеэоценового

комплекса — к однотипным образованиям, сформированным в коллизийной геодинамической обстановке.

6. Эволюция состава плагиоклазов, состав и характер распределения РЗЭ в разнотипных породах и, в первую очередь, накопление последних в последовательном ряду пород, близхондритовое распределение Eu в основных вулканитах среднего эоцена, как и его четко выраженный дефицит в кислых разностях, свидетельствуют в пользу мантийной природы исходного толеит-базальтового расплава и решающей роли процессов фракционной кристаллизации, в частности, фракционирования плагиоклаза в их петрогенезисе. Полученные значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ частично в средне- и, в основном, в позднеэоценовых магматитах указывают на участие корового материала в магматическом процессе, роль которого возрастает в позднеэоценовых риолитах. Первичное изохронное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кислых вулканитах позднего эоцена (0.70464) позволяет предполагать контаминацию исходного известково-щелочного мантийного базальтового расплава силикатическим материалом.

7. На основании результатов изотопных исследований ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) различных формационных типов руд и особенностей геологического строения Марцигетского рудного поля предложен механизм формирования золоторудного оруденения. Выявлено, что локализация рудных тел, особенности их морфологии, зональности и пространственного распределения характеризуются типом гидротермальных рудоносных систем и условиями их разгрузки. В частности, из трех формационных типов руд формирование гематит-магнетитового (~770°C) и медно-гематитового (360-310°C) происходило из гидротермальной системы направленно движущихся растворов, а золото-свинцово-цинкового (~180°C) — из конвективно-циркуляционной гидротермальной системы. В разных формационных типах руд содержание золота контролировалось не концентрацией его в рудоносных растворах, а содержанием восстановителя.

ԱՄՓՈՓՈՒՄ

1. Ըստ երկրաբանա-հնէաբանական, միներալա-պետրոգրաֆիական, պետրոգեոքիմիական և իզոտոպային տվյալների, Մարցիգետի հանքային դաշտի էոցենի մագմատիկ առաջացումները ստորաբաժանվում են երկու առանձին՝ միջին և վերին էոցենի համալիրների, որոնք միմյանցից հստակ տարբերվում են դրանք կազմող ապարների նյութական կազմով, առաջացման պայմաններով ու փոփոխվածությամբ աստիճաններով:

2. Միջին էոցենի էֆուզիվ, սուբվոլկանիկ և ինտրուզիվ առաջացումները կազմում են ընդհանուր հրաբխա-ինտրուզիվ համալիր՝ ինտրուզիվների ենթակա քանակությամբ: Հրաբխածին և ինտրուզիվ առաջացումները բնորոշվում են քիմիզիվ փոփոխության հոմոդոմ ուղղվածությամբ, որոնցում գերակշռում են բազալտի և բազալտային անդեզիտի կազմի ապարները, իսկ հազվադեպ հանդիպող դագիտներն ու ռիդիտները, հիմնականում, կրում են սուբվոլկանիկ բնույթ: Մինչդեռ պատկերը հակառակն է վերին էոցենի վոլկանիտներում, որտեղ գերակշռում են դագիտային ու ռիդիտային կազմի լավաներն ու տուֆերը, իսկ հիմքային կազմի սուբվոլկանիկներն ունեն ենթակա դեր:

3.Միջին էոցենի հրաբխածին ապարները կազմում են բազալտ-բազալտային անդեզիտ-անդեզիտ-դացիտ-ռիոլիտային դիֆերենցացված շարք, որի վաղ առաջացումները ձևավորվել են մերձափնյա-ծովային, ստորջրյա պայմաններում: Մագմատիզմի հետագա էվոլյուցիայի ընթացքում, սուբակվալ հրաբխականության անցումով սուբաէրալի, ավելանում է բթու վոլկանիտների դերը՝ հիմնականում սուբվոլկանիկ և դայկային բնույթի մարմինների տեսքով: Վերջիններս հատկապես գերակշռում են վերին էոցենի կտրվածքում, որոնք բնորոշվում են համեմատաբար բարձր կալիումային ակալալանությամբ:

4.Միջին էոցենի ապարներն, ընդհանուր առմամբ, պատկանում են տոլեիտա-յին, իսկ վերին էոցենինը՝ կրա-ակալալային սերիաներին, դրանց համապատասխանաբար կրա-ակալալային և սուբակալալային ուղղվածություններով: Միջին էոցենի և՛ էֆուզիվ, և՛ ինտրուզիվ տարատեսակները պատկանում են նորմալ ակալալանության շարքի միջին և մասամբ՝ ցածր կալիումային խմբին, իսկ վերին էոցենի և՛ հիմքային, և՛ բթու վոլկանիտները՝ բարձր կալիումային խմբին:

5.Ըստ պետրոքիմիական (SiO_2 , TiO_2 , K_2O , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, FeO^*/MgO) և երկրաքիմիական (REE, Ni, Co, Cr, Ti, Zr, V) պարամետրերի, տարրերի պարունակության, բաշխման բնույթի և փոխհարաբերությունների, ինչպես նաև ապարների միներալային կազմի առանձնահատկությունների, ուսումնասիրված էոցենի համալիրներից առաջինն իր բնույթով առավել մոտ է կղզադեղային (զարգացած կղզային աղեղների), իսկ երկրորդը՝ կոլիզիոն գեոդինամիկ իրավիճակներին բնորոշ նմանատիպ առաջացումներին:

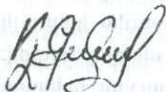
6.Պլակաիոկլազների կազմի էվոլյուցիան, հազվագյուտ հողային տարրերի կազմի ու բաշխման բնույթի հայտնաբերված առանձնահատկություններն ուսումնասիրված տարատեսակ ապարներում և, առաջին հերթին, վերջիններիս կուտակումն ապարների հաջորդական շարքում, Ես մերձխոնդրիտային բաշխումը միջին էոցենի հիմքային կազմի վոլկանիտներում, ինչպես նաև նրա հստակ արտահայտված պակասորդը բթու տարատեսակներում, վկայում են էլակետային, տոլեիտային բազալտային հալոցքի մանրիական ծագման օգտին և ֆրակցիոն բյուրեղացման պրոցեսների դերի կարևորության մասին, մասնավորապես՝ պլագիոկլազի ֆրակցիոնացմանը՝ այս ապարների պետրոգենեզիսում: Մասամբ միջին և հիմնականում վերին էոցենի համալիրների ապարներում $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ հարաբերության ստացված արժեքները մատնանշում են մագմատիկ պրոցեսում կեղևային նյութի մասնակցության մասին, որի ազդեցությունն ավելանում է վերին էոցենի ռիոլիտներում: Այս հասակի վոլկանիտների համար իզոքրոնային մոդելով ստացված $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ առաջնային հարաբերությունը՝ 0.70464 և սատնանշում է էլակետային կրա-ակալալային, մանրիական բազիտային հալոցքի կոնտամինացիայի մասին սիպիկ նյութով:

7.Մարցիգետի հանքային դաշտի երկրաբանա-կառուցվածքային առանձնահատկությունների և հանքայնացման տարբեր ֆորմացիոն տիպերի հանքանյութերի իզոտոպային ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) ուսումնասիրությունների տվյալների հիման վրա մշակվել է ոսկու հանքայնացման առաջացման մեխանիզմը: Պարզվել է, որ հանքային մարմինների տեղայնացումը, նրանց ձևաբանության, զոնալականության և տարա-

ծական տեղաբաշխման առանձնահատկությունները բնորոշվում են մետաղաբեր հիդրոթերմների համակարգի տիպով և նրա բեռնաբախման պայմաններով: Մասնավորապես, հանքային դաշտի սահմաններում առանձնացվող հանքանյութերի երեք ֆորմացիոն տիպերից առաջին երկուսը՝ հեմատիտ-մագնետիտայինը (~770°C) և պղինձ-հեմատիտայինը (360-310°C) ձևավորվել են ուղղորդված շարժվող, իսկ ոսկի-կապար-ցինկայինը (~180°C) կոնվեկտիվ-շրջանառվող հիդրոթերմալ լուծույթների համակարգից: Տարբեր ֆորմացիոն տիպերում ոսկու պարունակությունը վերահսկվել է ոչ թե հանքաբեր լուծույթներում նրա կոնցենտրացիայով, այլ՝ վերականգնիչի պարունակությամբ:

Список опубликованных работ по теме диссертации

1. Галоян К.Л. Петрохимические особенности магматических пород Марцигетского рудного района. *Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2000, №1-2, с.67-73.*
2. Галоян К.Л. Петрография вулканитов Марцигетского рудного района. *Сборник статей молодых научных сотрудников НАН РА. Ереван, 2001, №1(2), с.80-83.* (на армянском яз.)
3. Галоян К.Л. Особенности петрографического состава пород Дзагидзорского интрузивного тела. *Сборник статей молодых научных сотрудников НАН РА. Ереван, 2001, №1(2), с.84-87.* (на армянском яз.)
4. Акопян М.С., Мелконян Р.Л., Галоян К.Л. Механизм формирования золоторудной минерализации Марцигетского рудного поля. *Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2001, №2, с.12-17.*
5. Мелконян Р.Л., Галоян К.Л. Закономерности распределения редкоземельных элементов в магматических образованиях бассейна реки Марцигет. *Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2002, №1-3, с.11-17.*
6. Мелконян Р.Л., Гукасян Р.Х., Галоян К.Л. К вопросу о возрастном расчленении эоценовых образований Марцигетского рудного поля. *Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2003, №1, с.23-25.*
7. Хоренян Р.А., Галоян К.Л. Плагноклазы эоценовых магматитов Марцигетского рудного поля как индикаторы некоторых петрогенетических процессов. *Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2003, №1, с.29-34.*
8. Галоян К.Л. Особенности вещественного состава эоценовых магматитов Марцигетского рудного поля. *Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2003, №3, с.35-39.*



1949