



ISSN 0002-3272

Ю. В. Карякин

ГЕОДИНАМИКА
ФОРМИРОВАНИЯ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСОВ
МАЛОГО КАВКАЗА



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

171

Ю.В. КАРЯКИН
ГЕОДИНАМИКА
ФОРМИРОВАНИЯ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСОВ
МАЛОГО КАВКАЗА

Труды, вып. 438

Основаны в 1932 г.



МОСКВА
"НАУКА"
1989



Yu.V.Kariakin

GEODYNAMICS OF VOLCANIC COMPLEXES FORMATION IN LESSER COUCASUS

Transactions, vol. 438

К а р я к и н Ю. В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. - М.: Наука, 1989 (Труды ГИН АН СССР; Вып. 438). - 151 с. ISBN 5-02-001967-4

На основе анализа латеральных рядов геологических комплексов в альпийской истории развития Малого Кавказа выделены два этапа: доколлизийный (пра-ранний сенон) и коллизийный (поздний сенон-антропоген). В течение доколлизийного этапа обосновано существование трех областей осаждения и магматизма: пассивной окраины микроконтинента, океанического бассейна и островной дуги. В пределах микроконтинента впервые выделен раннеюрско-альбский палеорифт. Геодинамика коллизийного этапа обусловлена взаимодействием (вращением блоков - фрагментов доколлизийных структур). Методами многомерного статистического анализа проведено сопоставление альпийских вулканогенных комплексов Малого Кавказа с вулканогенными комплексами современных геодинамических обстановок. Показано различие петрохимической специализации вулканитов доколлизийного и коллизийного этапов.

Табл. 25. Ил. 48. Библиогр.; 227 назв.

Рецензенты: академик В.Е.Хайн, С.Д.Соколов
Reviewers: academic V.Ye.Khain, S.D.Sokolov

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР П.П.Тимофеев (главный редактор),
В.Г.Гербова, член-корреспондент АН СССР А.Л.Книппер, В.А.Крашенинников

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР А.Л.Книппер

Editorial board

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences P.P.Timofeev
(Editor-in-Chief), V.G.Gerbova, Corresponding Member of the USSR Academy
of Sciences A.L.Knipper, V.A.Krashennnikov

Responsible editor

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences A.L.Knipper

К I804C30000-057 285-89, кн.2
055(02)-89
ISBN 5-02-001967-4

© Издательство "Наука", 1989

ВВЕДЕНИЕ

Сравнительный анализ палеогеодинамических обстановок формирования геологических комплексов с современными позволяет на принципиально иной, более совершенной, основе подойти к решению ключевых вопросов формирования структур складчатых областей. В первую очередь таким анализом должны быть охвачены наиболее доступные и хорошо изученные регионы, история геологического развития которых характеризовалась последовательной сменой контрастных геодинамических режимов и может быть прослежена на протяжении значительного периода времени. Этим требованиям в полной мере отвечает Малокавказский сегмент Альпийского пояса, исследование геологического строения которого ведется многими поколениями геологов на протяжении последних ста лет.

Исключительное разнообразие геологических процессов, обусловивших современную структуру Малого Кавказа, породило не меньшее разнообразие моделей, выдвинутых различными исследователями. Эти модели постоянно дополняются и совершенствуются по мере поступления нового фактического материала и развития методов исследования. Множественность представлений группируется вместе с тем в два принципиально разных идейных подхода к интерпретации данных геологических наблюдений.

Первый из них наиболее полно отражен в работах Г.В.Абиха [1883], Ф.Освальда [1916], В.П.Ренгартена [1926, 1930, 1937], А.Л.Варданянца [1935, 1947], К.Н.Паффенгольца [1937, 1959, 1970], А.П.Соловкина [1939], Л.Н.Леонтьева [1949], А.Т.Асланяна [1958], И.В.Кирилловой и А.А.Сорского [1860], А.А.Габриеляна [1956, 1959, 1961, 1972], Ш.А.Азизбекова [1961], Э.Ш.Шихалибеги [1966], М.А.Сатиана [1979] и многих других исследователей, а также в ранних работах Е.Е.Милановского и В.Е.Хайна [Леонтьев, Хайн, 1951; Милановский, Хайн, 1963; Милановский, 1956, 1963]. В основе его лежит представление о Малом Кавказе, как о внутриматериковой геосинклинальной складчатой области. Предполагается существование глыбово-блокового строения земной коры Малого Кавказа в течение всего альпийского этапа и унаследованно-сквозное развитие основных структурно-формационных зон. Например, так называемое "транскавказское поперечное поднятие" с этих позиций унаследовано развивается с докембрия [Милановский, Хайн, 1963]. Практически полное отрицание сколько-нибудь крупных горизонтальных перемещений участков земной коры выразилось в том, что тектоническая эволюция Малого Кавказа рассматривается как совокупность этапов прогибания и воздымания отдельных блоков, разделяемых мобильными межблоковыми пространствами (геосинклинальными зонами), в которых и сосредоточена основная тектоническая активность. Геосинклинальные зоны отделяются от смежных блоков глубинными разломами, с которыми связана основная магматическая деятельность, и развиваются изолированно. Принцип изолированности струк-

турно-формационных зон нашел отражение во многих схемах тектонического районирования Малого Кавказа.

Иной подход к интерпретации истории геологического развития Малого Кавказа обязан своему появлению разработке концепции о принципиальном сходстве строения разрезов коры современных океанических бассейнов с офиолитовыми комплексами складчатых областей континентов [Пейве, 1969; Пейве и др., 1971], а также развитию идей теории новой глобальной тектоники.

Работы А.Л.Книппера [1969, 1975, 1979], М.Г.Лсмизе [1970] и С.Д.Соколова [1977] показали, что Амасийско-Севано-Акеринский офиолитовый пояс Малого Кавказа представляет собой реликт коры крупного океанического бассейна - Мезотетиса. Эта кора была выведена на поверхность благодаря сближению и столкновению обширных континентальных массивов (Африкано-Аравийского и Евразийского) и слагает в настоящее время серию аллохтонных пластин. С этих позиций современные структурно-формационные зоны Малого Кавказа не могли развиваться унаследованно, а являются собой фрагменты палеотектонических областей с различным характером осадконакопления и магматизма, аналоги которых могут быть обнаружены среди современных.

В настоящее время с актуалистических позиций уже предприняты попытки пересмотра истории тектонического развития как Большого и Малого Кавказа в целом, так и отдельных структурно-формационных зон [Смирнов, 1974; Адамия и др., 1974; Хаин, 1975; Закариадзе, Лордкипанидзе, 1975; Адамия и др., 1977; Гаджиев и др., 1978; Зоненшайн и др., 1979; Вардапетян, 1979] и др. Автор совместно с А.А.Ковалевым и В.В.Олениным также была разработана общая схема эволюции Кавказского региона [Карякин и др., 1976]. На новой схеме тектонического районирования были выделены фрагменты шельфовых областей Евразийского и Африкано-Аравийского континентов, палеоостровных дуг Большого и Малого Кавказа, реликты окраинно-морских структур и т.п. Схема отстаивалась в ряде последующих публикаций [Ковалев, Карякин, 1977; Kovalev, Kariakin, 1978; Карякин, 1979]. Однако в связи с появлением нового фактического материала, некоторые положения этой схемы сейчас должны быть существенно дополнены и детализированы.

Автором данной работы в течение ряда лет проводились целенаправленные геологические исследования разновозрастных вулканогенных комплексов Малого Кавказа. В частности было проведено детальное площадное картирование области развития позднесенонского вулканогенного комплекса Гочазского прогиба, сопровождавшееся сбором фаунистических остатков и подробным опробованием всего разреза. Кроме того послойно изучены и опробованы вулканогенные комплексы следующих возрастных интервалов: раннеюрского (разрезы у сел. Азнабурт и ст. Неграм, Нахичеванская подзона), среднеюрского (профиль г. Шуша - г. Лачин, Сомхето-Кафанская зона), раннемелового (разрез у ст. Неграм, Нахичеванская подзона), раннесенонского (разрез у сел. Керт, Мартунинский прогиб), позднесенонского (разрез у сел. Кемракуч, Гадрутский прогиб) и среднеэоценового (профиль сел. Абастумани-Зекарский перевал, Аджаро-Триалетский прогиб).

Оригинальную аналитическую базу работы составляют 306 полных силикатных химических и 176 количественных спектральных анализов. Сравнительный материал охватывает опубликованные и фондовые химические анализы вулканитов всех структурно-формационных зон Малого Кавказа (около 1000 анализов), а также

аналитические данные по составу базальтов вулканических серий тектонотипов современных геодинамических обстановок мира (I053 анализа).

Анализ этого фактического материала, а также результатов предшествующих исследований осуществлялся по единой методике, которая заключалась в: 1) выделении латеральных рядов реально существующих разновозрастных геологических комплексов, объединяющих в себе как магматические, так и осадочные образования, неразрывно связанные общностью тектонических условий формирования; 2) прослеживании изменений состава комплексов в рамках этих рядов; 3) изучении строения конкретных вулканогенных комплексов и вариаций состава вулкани-тов на разных возрастных уровнях; 4) сопоставлении химизма альпийских ба-зальтов Малого Кавказа с современными базальтами вулканогенных комплексов мировых тектонотипов геодинамических обстановок на основе методов многомер-ного статистического анализа.

Монография закончена в коллективе лаборатории геодинамики фанерозоя Гео-логического института АН СССР под руководством заведующего лабораторией доктора геолого-минералогических наук А.Л.Книппера, которому автор выражает свою глубокую признательность. Автор искренне благодарен О.Б.Алиеву, Д.М. Балану, А.Ф.Грачеву, А.В.Ильиной, А.А.Ковалеву, В.И.Мишину, Н.И.Нехряковой, Е.Л.Портной, А.А.Савельеву, В.А.Собецкому, В.П.Уткиной, В.С.Федоровскому, С.Б.Фелицыну, Л.Г.Эндельману и Б.Т.Янину, советами, консультациями и прак-тической помощью которых он пользовался во время работы над рукописью и при подготовке ее к печати.

Глава I

АЛЬПИЙСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ МАЛОГО КАВКАЗА

В реконструкции последовательности тектонических событий, приведших к образованию современной структуры Малого Кавказа, главенствующая роль принадлежит анализу состава геологических комплексов и последовательности смены их как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

Альпийский этап тектонического развития Малого Кавказа характеризуется исключительно широким и разнообразным проявлением процессов вулканической деятельности. В сравнении с осадочными, вулканогенные комплексы пользуются несравненно большим развитием. Здесь они рассматриваются как составная часть геологических комплексов, наряду с интрузивными, метаморфическими и осадочными, с которыми связаны общностью тектонических условий формирования.

При описании конкретных геологических комплексов альпийского этапа развития Малого Кавказа максимум внимания было обращено на главнейшие особенности строения их разрезов и состав продуктов вулканической деятельности. Поэтому часть комплексов (например, интрузивные) лишь упоминаются, а некоторые вообще не рассматриваются.

Прежде чем перейти к основной цели раздела, следует кратко остановиться на характеристике дораннеюрских (доальпийских) геологических комплексов, которые дают необходимую информацию о неоднородности состава и строения земной коры Малокавказского сегмента Альпийской складчатой области, предшествующей накоплению собственно альпийских геологических комплексов.

Дораннеюрские геологические комплексы

Породы дораннеюрских геологических комплексов обнажаются на территории Малого Кавказа изолированными выступами, которые перекрыты в краевых частях практически всеми возрастными группами отложений мезозоя и кайнозоя. Наиболее крупными такими выступами являются Храмский, Локский, Мисханский (Арзакан-Апаранский), Даралагезский, Зангезурский и Джульфинский (рис. I). Современные представления о строении этих выступов и составе слагающих их пород сложились благодаря усилиям многочисленных исследователей [Агамалян, 1974; Адамия, 1968; Асланян, 1958; Белов, 1981; Гамкрелидзе, 1966; Заридзе, 1970; Назарян, 1970; Хушишвили, 1977, 1978] и др.

Вместе с тем, до сих пор в геологии позднепротерозойско-раннепалеозойского (?) комплекса остается много неясных вопросов, в том числе его возраст и стратиграфическое расчленение. Фрагментарность выходов на дневную поверхность, интенсивная и неоднократная тектоническая переработка, метаморфизм и

гранитизация затрудняют корреляцию отдельных частей разрезов и определение возраста в целом.

В настоящее время можно определенно говорить о том, что нижняя часть разреза комплекса (мощность до 1200 м) сложена преимущественно гнейсами, мигматитами, амфиболитами и, реже, кристаллическими сланцами, которые представляют собой метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации основные вулканы, терригенные осадочные породы и габброиды. В Мисханском выступе эти породы испытали диафторез хлорит-мусковитовой субфации [Агамалян, 1974]. Верхняя часть разреза (мощность около 1600 м) объединяет породы, претерпевшие метаморфизм зеленосланцевой фации. Преимущественно это метаосадочные образования (графитовые, серицитовые, хлорит-серицитовые, хлоритовые сланцы, кварциты, мраморы); метавулканы основного и кислого составов присутствуют в подчиненном количестве.

Достаточно определенно такое двучленное по степени метаморфизма строение комплекса установлено для Мисханского [Агамалян, 1974] и Локского [Хушишвили, 1978] выступов. В пределах Храмского и Зангезурского выступов присутствуют, по-видимому, соответственно только нижняя и верхняя части разреза [Хушишвили, 1977; Белов, 1968].

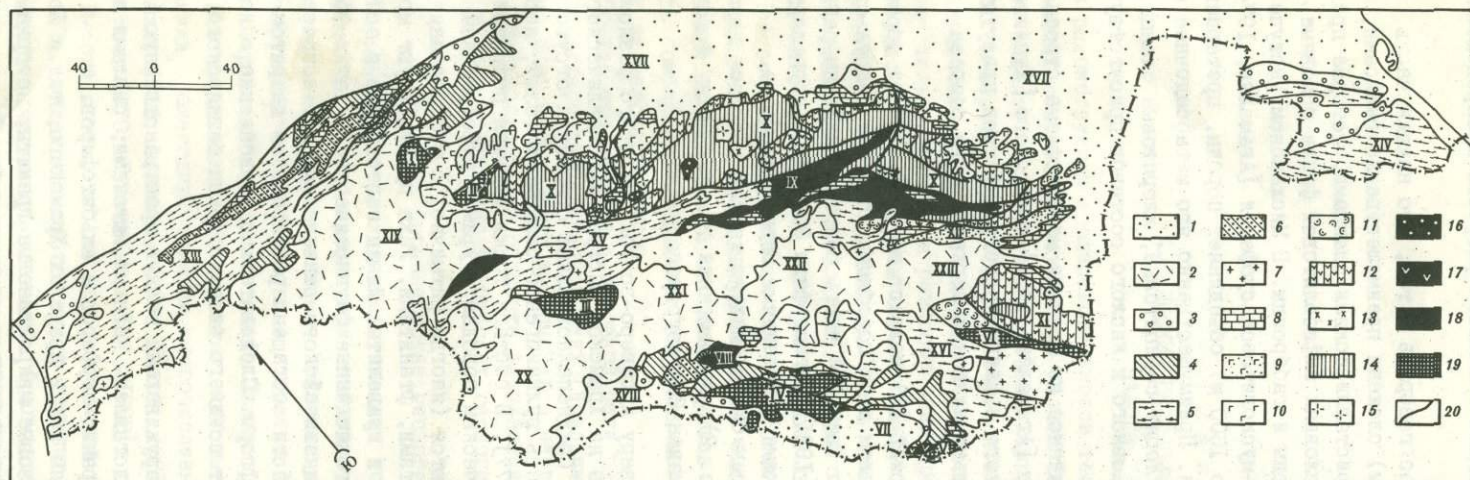
Позднепротерозойско-раннепалеозойский (?) возраст метаморфических образований комплекса обоснован сопоставлением их с подобными породами Дзирульского выступа, в толще филлитов которого (верхняя часть разреза) найдены раннекембрийские археоциты. А.А.Беловым [1981] метаморфиты Зангезура коррелируются с верхнекембрийскими-кембрийскими отложениями Северного Ирана.

Среднепалеозойско-триасовый геологический комплекс характеризуется двумя резко различными типами разрезов (рис. 2), современная граница между которыми проходит, по-видимому, по зоне Анкаван-Зангезурского разлома.

Разрезы первого типа развиты к северу и северо-востоку от этого разлома и в наиболее полном виде представлены на Храмском выступе кристаллического фундамента (Сомхето-Кафанская зона). Среднепалеозойские отложения отсутствуют, а позднепалеозойские образуют здесь вулканогенно-осадочную толщу, достигающую мощности 600 м [Хушишвили, 1977]. В составе толщи ведущая роль принадлежит кислым субагральным вулканическим породам: туфам и туфобрекчиям кварцевых порфиров. Вулканы чередуются (иногда ритмично) с туфопесчаниками, углистыми алевролитами и аргиллитами, фтанитами. Реже присутствуют мраморизованные биостромовые известняки и гравелиты. Линзы известняков в основании описываемой толщи содержат многочисленные фаунистические остатки (фораминиферы, брахиоподы, кораллы) поздневизейского-раннеамурского возраста. Глинисто-кремнистые породы верхней части обогащены растительным детритом и содержат отпечатки позднебашкирской флоры. Следовательно, накопление описываемого разреза произошло в период от позднего визе до конца башкирского века.

Субвулканические образования, обнаруживающие тесную пространственную связь с упомянутыми вулканами, представлены дайками, штоками, силлами и другими телами кварцевых порфиров, гранит-порфиров и альбитофиров.

Исключительно широко распространены как в пределах Храмского, так и Локского выступов позднепалеозойские розовые микроклиновые граниты, которые образуют с вулканами единую вулканоплутоническую ассоциацию. По минераль-

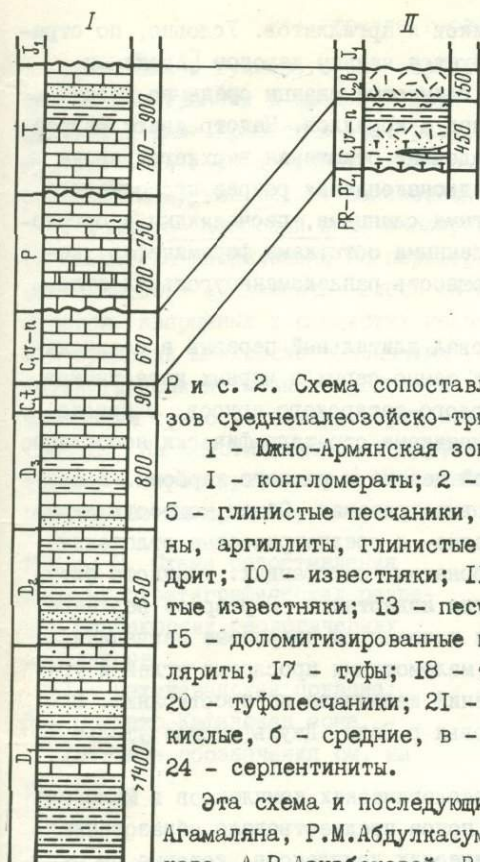


Р и с. I. Схема размещения основных геологических комплексов Малого Кавказа

Позднеолигоцен-антропогенные комплексы: I - молассовый сероцветный (N_2-Q), 2 - вулканогенный (N_1-Q), 3 - молассовый пестроцветный (P_3-N_1); палеоцен-среднеолигеновые комплексы: 4 - терригенно-осадочный (P_2-P_3), 5 - вулканогенный (P_2), 6 - флишоидный ($P_1-P_2^1$); 7 - интрузивный (P_2-P_3); позднемиеловые комплексы: 8 - карбонатный (K_2sn_2), 9 - вулканогенно-осадочный (K_2sn_2), 10 - осадочно-вулканогенный (K_2sn_1), 11 - терригенно-осадочный и вулканогенный (K_1al-K_2t) среднеюрско-раннемеловые комплексы: 12 - вулканогенно-осадочный (J_3-K_1), 13 - габбро-диорит-гранодиоритовый (J_3-K_1), 14 - осадочно-вулканогенный (J_2b-bt), 15 - плагиогранитный (J_2bt); раннеюрские комплексы: 16 - осадочный (J_1), 17 - вулканогенный (J_1), 18 - офиолитовый и

олистостромовый нерасчлененные ($J-K_2$); 19 - дораннеюрские комплексы нерасчлененные; 20 - разломы.

I-UI - выступы дораннеюрского фундамента: I - Храмский, II - Локский, III - Мисханский, IV - Даралагезский, V - Джульфинский, VI - Зангезурский; VII - Нахичеванская подзона Южно-Армянской зоны; VIII - Вединская зона; IX - Севано-Акеринская зона; X-XI - Сомхето-Кафанская зона: X - Сомхето-Карабахская подзона, XI - Кафанская подзона; XII-XVIII - прогибы: XII - Гочазский, XIII - Аджаро-Триалетский, XIV - Тальшский, XV - Севано-Ширакский, XVI - Еревано-Ордубадский, XVII - Куринский, XVIII - Среднеаракский, XIX-XXIII - Центральноармянское поднятие: XIX - Джавахетское нагорье, XX - Арагацкое нагорье; XXI - Гегамское нагорье; XXII - Варденисское нагорье, XXIII - Сюникское нагорье



- | | | |
|---|----|----|
| 1 | 9 | 17 |
| 2 | 10 | 18 |
| 3 | 11 | 19 |
| 4 | 12 | 20 |
| 5 | 13 | 21 |
| 6 | 14 | 22 |
| 7 | 15 | 23 |
| 8 | 16 | 24 |

Р и с. 2. Схема сопоставления сводных стратиграфических разрезов среднепалеозойско-триасовых геологических комплексов I - Южно-Армянская зона; II - Сомхето-Нафанская зона.

I - конгломераты; 2 - брекчии; 3 - гравелиты; 4 - песчаники; 5 - глинистые песчаники, песчанистые глины, алевролиты; 6 - глины, аргиллиты, глинистые сланцы; 7 - соль; 8 - гипс; 9 - ангидрит; 10 - известняки; 11 - кремнистые известняки; 12 - глинистые известняки; 13 - песчанистые известняки; 14 - мергели; 15 - доломитизированные известняки, доломиты; 16 - яшмы, радиоляриты; 17 - туфы; 18 - туфобрекчии; 19 - туфоконгломераты; 20 - туфопесчаники; 21 - туфоалевролиты; 22 - вулканиты: а - кислые, б - средние, в - основные и ультраосновные; 23 - габбро; 24 - серпентиниты.

Эта схема и последующие составлены с использованием данных В.А. Агамаляна, Р.М.Абдулкасумзаде, Ш.А.Адамя, Н.Р.Азаряна, Ш.А.Азизбекова, А.Р.Азизбековой, В.П.Акаевой, В.Т.Акопяна, А.Г.Алиева, М.М.Алиева, Х.Алиулы, В.А.Амаряна, В.А.Амбурцумова, Р.Б.Аскерова, А.А.Белова, А.Т.Вегуни, А.А.Габриеляна, И.П.Гамкрелидзе, Т.А.Гасанова, Т.Аб.Гасанова, И.Г.Гаспаряна, Р.Г.Джрбашяна, А.Д.Исмаил-заде, А.Л.Книппера, Р.Н.Мамад-заде, А.Е.Итужина, А.А.Рагимлы, А.А.Садояна, С.Д.Соколова, А.А.Толмачевского, А.Г.Халилова, О.Д.Хуцишвили, Г.А.Чубаряна, П.Т.Шестакова, Э.Ш.Шихалибейли, Э.П.Эфендиевой

ному составу среди них выделяются биотитовые, мусковитовые и аляскитовые, а также гранат- и кордиеритсодержащие разновидности [Хуцишвили, 1977].

Необходимо отметить два существенных обстоятельства: первое - граниты сопровождаются полями гранито-гнейсов и мигматитов, второе - с ними связаны зоны интенсивного кремниво-щелочного метасоматоза, выразившиеся в окварцевании, альбитизации и микроклинизации вмещающих пород с образованием бонатитов, микроклинсодержащих кварцевых диоритов и калишпатовых габбро. Сами граниты также содержат новообразованные микроклин и альбит.

Разрезы второго типа получили распространение к югу и юго-западу от Анкаван-Зангезурского разлома (Южно-Армянская зона: Даралагезский, Джульфинский и Зангезурский выступы). В их составе полностью отсутствуют продукты магматической деятельности. По данным Велидагской скважины, самая нижняя часть разреза сложена мощными (до 1400 м) толщами глинистых песчаников, ор-

ганогенных известняков, кварцевых песчаников и аргиллитов. Условно, по стратиграфическому положению, эта толща датируется нижним девонem [Аракелян, Вегуни, 1970]. Выше следуют известняки и глинистые сланцы среднего девона (800–850 м) с обильными остатками брахиопод и кораллов. Надстраивают разрез фациально сходные со среднедевонскими осадочные отложения верхнего девона мощностью свыше 800 м. Без перерыва в осадконакоплении разрез продолжается раннекаменноугольными кварцитами, глинистыми сланцами, песчаниками и органично-осадочными известняками с многочисленными остатками фораминифер, кораллов, брахиопод турне-среднего виле. Мощность раннекаменноугольных отложений достигает 680 м.

Накоплению пермских осадков предшествовал длительный перерыв в осадконакоплении. Монотонная толща среднеслоистых темно-серых и черных известняков, содержащих фаунистические остатки сакмарского-татарского ярусов, с красноцветными базальными конгломератами и песчаниками стратиграфически несогласно залегает на различных горизонтах отложений девона и раннего карбона. В основании ее обнаружена бокситоносная кора выветривания. Общая мощность пермских известняков составляет 700–750 м. Ранне- и среднетриасовые отложения представлены также преимущественно в карбонатных литофазах: глинисто-битуминозные, песчаные, мергелистые и другие известняки. В разрезе верхнего триаса наряду с известняками и доломитами появляются кварцевые песчаники, аргиллиты, глинистые сланцы с отдельными маломощными прослоями углей и углистых сланцев. Мощность триасовых отложений изменчива по простиранию. В наиболее представительных разрезах (верховья р. Веди, Джульфинское ущелье р. Аракс) она составляет 700–900 м.

Таким образом, накоплению альпийских геологических комплексов в Малокавказском сегменте Альпийского складчатого пояса предшествовало образование двух доальпийских (дораннеюрских) геологических комплексов, которые по отношению к первым являются фундаментом. Древнейший из них – позднепротерозойско-раннепалеозойский (?) – может рассматриваться [Заридзе, 1970; Хуцишвили, 1978] в качестве древнего метаморфического фундамента (амфиболиты с телами амфиболитизированных габбро и диабазов), перекрытого вулканогенно-осадочными отложениями (различные кристаллические сланцы). Среднепалеозойско-триасовый комплекс объединяет существенно разные типы разрезов. А.А. Белов [1981] предполагает накопление разрезов второго типа в пределах обширного северного шельфа Гондваны. Разрезы первого типа, по-видимому, были образованы в обстановке окраинно-континентального вулканоплутонического пояса [Моссаковский, 1975; Пейве и др., 1980], фрагменты которого (возможно в аллохтонном залегании, как это показано А.А. Беловым и С.Д. Соколовым в 1973 г. в отношении Мисханского выступа) располагаются в контурах структурно-формационных зон Малого Кавказа. Следовательно, можно полагать, что фундаментом альпийских геологических комплексов являются, с одной стороны, байкальские складчато-метаморфические комплексы, перекрытые палеозойско-триасовым осадочным чехлом (пассивная континентальная окраина), с другой – окончательно сформированная в герцинскую эпоху кора континентального типа (активная континентальная окраина).

Раннеюрские геологические комплексы

Осадочные и вулканогенные образования раннеюрских геологических комплексов распространены в пределах двух структурно-формационных зон: Сомхето-Кафанской и Южно-Армянской (см. рис. I). Фундаментом первой из них, по-видимому, является кора континентального типа активной окраины, в то время как основанием другой служит палеозойско-триасовый чехол пассивной окраины.

В Сомхето-Кафанской зоне изолированные выходы раннеюрского геологического комплекса расположены по периферии Храмского и Локского выступов кристаллического фундамента. Здесь он представлен несколькими свитами конгломератов, кварцевых и слюдяных песчаников. Известны выходы этого комплекса и в пределах Шамхорского поднятия (бассейны рек Асрикчай и Ахынджачай). Фаунистически доказанные [Гасанов, 1967] отложения ранней юры образуют в последнем трансгрессивную серию осадочных пород общей мощностью 430–450 м (рис. 3). На подстилающем метаморфическом комплексе серия залегает со структурным и стратиграфическим несогласиями и, в свою очередь, трансгрессивно перекрывается среднеюрско-раннемеловым осадочно-вулканогенным комплексом.

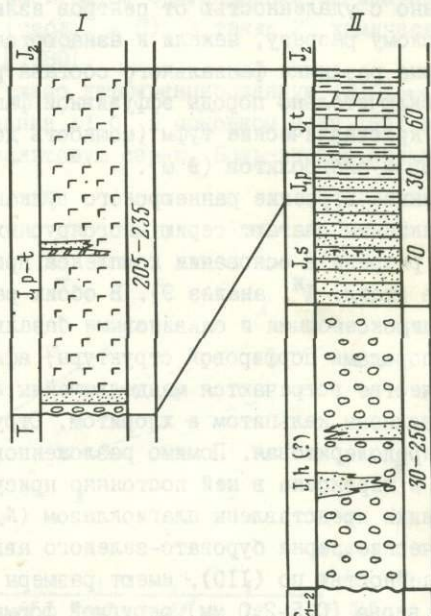
Р и с. 3. Схема сопоставления сводных стратиграфических разрезов раннеюрских геологических комплексов

I – Нахичеванская подзона;

II – Сомхето-Кафанская зона.

Условные обозначения см. на рис. 2

В основании разреза залегает толща конгломератов переменной мощности (от 30 до 250–260 м), которая условно относится к геттангскому веку. Выше следуют песчано-сланцевые отложения синемюра-плинсбаха (около 100 м) и тоарские глинистые сланцы с прослоями известняков и мергелей (60 м).



По-иному выглядит раннеюрский геологический комплекс в Южно-Армянской зоне. Нижнеюрские образования обнажены только в пределах Нахичеванской подзоны, где слагают толщу, лишенную ископаемой фауны и известную под названием "толща диабазовых порфиритов" [Азизбеков, 1961]. По устному сообщению Е.А. Успенской [1982] возрастной интервал формирования комплекса ограничивается плинсбах-тоарским временем.

Нами [Грачев, Карякин, 1983] были изучены два наиболее представительных разреза раннеюрских вулканитов: на юго-восточной периферии Даралагезского выступа (район сел. Азнабюрт) и в области крайних северо-западных выходов триасовых отложений Джульфинского выступа (район ст. Неграм). Мощность первого разреза составляет 205 м, второго – 235 м. В обоих районах вулканогенный

комплекс стратиграфически несогласно залегает на средне- и верхнетриасовых известняках и доломитах и перекрывается фаунистически охарактеризованными среднеюрскими осадочными отложениями. В основании неграмского разреза залегает маломощная (3 м) пачка грубозернистых песчаников и гравелитов, сменяющаяся выше слоем хорошо отсортированных кварцевых песчаников (мощность 7 м).

Общее северо-западное простирание вулканитов конформно простиранию Нахичеванской подзоны. При этом северо-восточное падение их (угол $40-50^{\circ}$) в разрезе у ст.Неграм меняется в азнабюртском на юг-юго-восточное (угол 40°) и, таким образом, направлено в обоих разрезах к центру зоны. На южной периферии Даралагезского выступа мощность вулканогенного комплекса увеличивается от крайних северных и северо-западных его выходов (в районе сел.Билава - 46 м, по данным К.О.Ростовцева и Н.Р.Азаряна [1971]) на юго-восток к центральной части подзоны (в районе сел Азнабюрт - 205 м). По-видимому, такое изменение мощности комплекса не является следствием его размыва: в перекрывающих среднеюрских грубозернистых косослоистых песчаниках и гравелитах какие-либо признаки переотложенного вулканомиктового материала отсутствуют. Скорее всего это связано с удаленностью от центров излияния, которые располагались ближе к неграмскому разрезу, нежели к азнабюртскому. Об этом свидетельствуют также и некоторые различия фациального состава разрезов: если в неграмском присутствуют исключительно породы эффузивной фации, то в составе азнабюртского отмечаются кристаллические туфы (мощность до 25 м), а также пачка гравелитов, песчаников и алевролитов (9 м).

Внутреннее строение раннеюрского вулканогенного комплекса достаточно простое: вулканиты слагают серию многоярусных потоков, мощностью I-10 м. В неграмском разрезе в основании комплекса присутствуют единичные дайковые тела базальтов (табл. I^ж, анализ 9). В обоих разрезах вулканиты представлены плагиоклаз-пироксеновыми и оливиновыми базальтами - плотными темно-серыми и черными породами порфировой структуры; афировые разности редки. В подчиненном количестве встречаются мандельштейны, в которых редкие миндалины (I-5 мм) заполнены кальцитом и хлоритом. Структура основной массы пилотакситовая и микродолеритовая. Помимо разложенного бурого стекла, микролитов плагиоклаза и пироксена в ней постоянно присутствуют мелкие зерна магнетита. Вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 48-56), авгитом и, реже, оливином. Призматические зерна буровато-зеленого авгита ($\sigma:Ng=42-48^{\circ}$), с хорошо выраженной спайностью по (110), имеют размеры от 0,2 до 2,5 мм. Оливин (5-15%) образует зерна (0,5-2,0 мм) округлой формы, по трещинкам в которых развивается хлорит и антигорит.

В разрезе у сел.Азнабюрт, в верхней части вулканогенного комплекса присутствует поток черных оливиновых базальтов мощностью 10 м, в которых содержание модалного оливина достигает 40%. Эта порода по химическому составу (табл. I, анализ 25) отвечает пикриту. Аномально высокие содержания в ней хрома и никеля сопоставимы с таковыми в ультраосновных ксенолитах (табл. II, анализ 25).

Важно отметить, что подстилающий палеозойско-триасовый терригенно-карбонатный комплекс пронизывает многочисленные дайки, штоки и силлы диабазов и габбро-диабазов [Азизбеков, 1961; Ахундов, Мамедов, 1983]. В пределах Джуль-

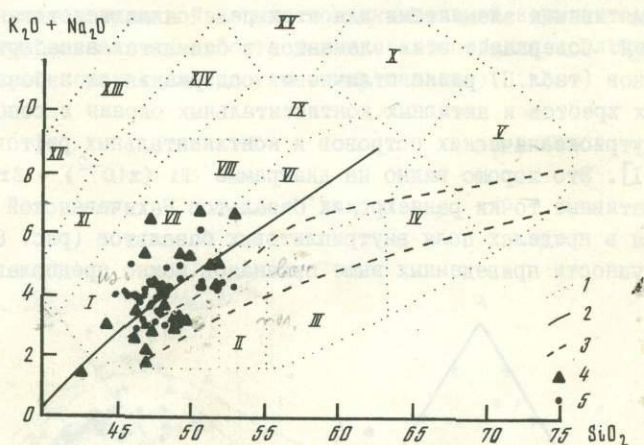
^ж Таблицы I-III - см. приложение.

финского выступа дайковые тела формируют несколько протяженных поясов суб-меридионального и северо-западного простирания, контролируясь сбросо-сдвигами. Точный возраст даек не установлен. Представления В.Д.Ахундова и Э.А.Мамедова [1983], согласно которым образование даек является следствием герцинской тектономагматической активизации краевой части эпибайкальской Иранской платформы, не кажутся достаточно убедительными, так как в основе их лежит сопоставление возраста даек с возрастом вмещающих палеозойских толщ. В то же время по химизму базальты даек сходны с раннеюрскими базальтами, что дает основание считать их комагматами.

Определению вероятной палеогеодинамической обстановки формирования раннеюрских базальтов Нахичеванской подзоны препятствуют изолированность их выходов на поверхность и отсутствие в разрезах осадочных пород. По приведенным данным можно говорить только о том, что на рубеже ранней юры в пределах южной пассивной окраины Тетиса (или части ее) произошла резкая смена геодинамического режима.

Для характеристики особенностей химизма раннеюрских базальтов Нахичеванской подзоны в распоряжении автора имеются 32 оригинальных силикатных и количественных спектральных анализов (табл. I и II), а также 25 химических анализов, заимствованных у М.Г.Ломизе [1980].

Описываемые вулканы формируют слабо дифференцированную ($SiO_2 = 42,62 \div 53,06\%$), низкоглиноземистую (содержание Al_2O_3 в основном ниже 16%) и высокотитанистую ($TiO_2 = 1,14 \div 3,95\%$) базальтовую серию. Большинство проанализиро-



Р и с. 4. Диаграмма $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$ для раннеюрских базальтов Нахичеванской подзоны

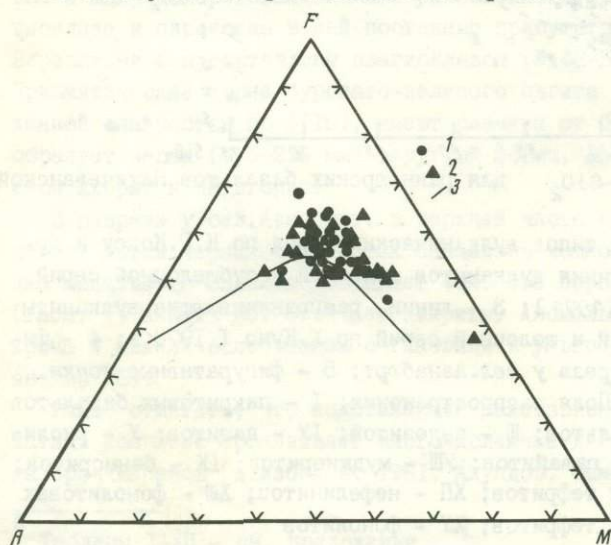
1 - границы полей различных типов вулканических пород по К.Г.Коксу и др. [1982]; 2 - разделительная линия вулканитов щелочной и субщелочной серий по Т.Барагару [Irvine, Baragar, 1971]; 3 - линии, разграничивающие вулканиты толеитовой, высокоглиноземистой и щелочной серий по Х.Куно [1970]; 4 - фигуративные точки базальтов разреза у сел. Азнаборт; 5 - фигуративные точки базальтов разреза у ст. Неграм. Поля распространения: I - пикритовых базальтов и базальтов; II - андезитов-базальтов; III - андезитов; IV - дацитов; V - риолитов; VI - трахиандезитов; VII - гавайитов; VIII - мудиеритов; IX - бенморитов; X - трахитов; XI - базанитов и тефритов; XII - нефелинитов; XIII - фonoлитовых нефелинитов; XIV - фonoлитовых тефритов; XV - фonoлитов

ванных образцов содержат в нормах кварц и гиперстен и относятся к кварцевым толеитам. Нормативные оливин и нефелин встречаются в единичных случаях, причем содержание последнего обычно не превышает 1%.

На диаграмме щелочи-кремнезем (рис. 4), где кроме хорошо известных линий, разделяющих щелочные и субщелочные серии по Т.Н.Ирвину и В.Барагару [Irvine, Baragar, 1971], а также линий, разграничивающих толеитовые, высокоглиноземистые и щелочные серии по Х.Куно [1970], нанесены примерные границы различных типов пород по К.Г.Коксу и др. [1982], фигуративные точки базальтов азнабуртского и неграмского разрезов концентрируются преимущественно в пределах поля щелочных базальтов. При этом часть из них по химизму явно тяготеет к гавайитам. Быстрое накопление щелочей при дифференциации расплава позволяет предполагать, что вулканы являются крайним основным членом ряда базальт-гавайит-бенморит. На диаграмме АФМ (рис. 5) практически все анализы расположились в поле толеитовых базальтов, обнаруживая отчетливый толеитовый тренд дифференциации с тенденцией к накоплению железа. Диаграмма SiO_2-Fe^*/MgO (рис.6) показывает узкий интервал фракционирования по кремнезему, который сочетается с широким интервалом фракционирования по железу. На диаграмме TiO_2-Fe^*/MgO (рис.7) отчетливо видно быстрое прогрессивное накопление в остаточном расплаве титана, что является характерной особенностью толеитовых серий [Miyashiro, Shido, 1975].

Оценка геохимических различий базальтов разных геодинамических обстановок, проведенная Д.Пирсом и Д.Канном [Pearce, Cann, 1973], показала, что наиболее информативными элементами для этих целей являются титан, цирконий, иттрий и ниобий. Содержание этих элементов в базальтах азнабуртского и неграмского разрезов (табл.П) резко отличны от содержания их в базальтах срединно-океанических хребтов и активных континентальных окраин и сопоставимы с базальтами внутриокеанических островов и континентальных рифтов [Pearce, Cann, 1973, табл.Г]. Это хорошо видно на диаграмме $Ti (x10^{-2}) - Zr-Y (x3)$, на которой фигуративные точки раннеюрских базальтов Нахичеванской подзоны концентрируются в пределах поля внутриплитовых базальтов (рис. 8).

По совокупности приведенных выше признаков можно предполагать, что излия-

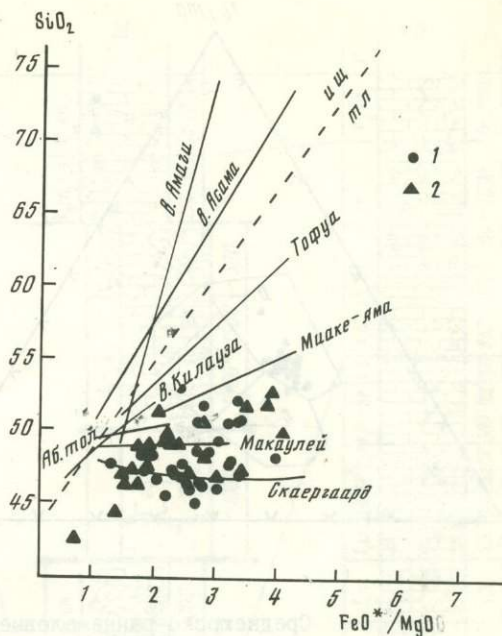


Р и с. 5. Диаграмма АФМ для раннеюрских базальтов Нахичеванской подзоны

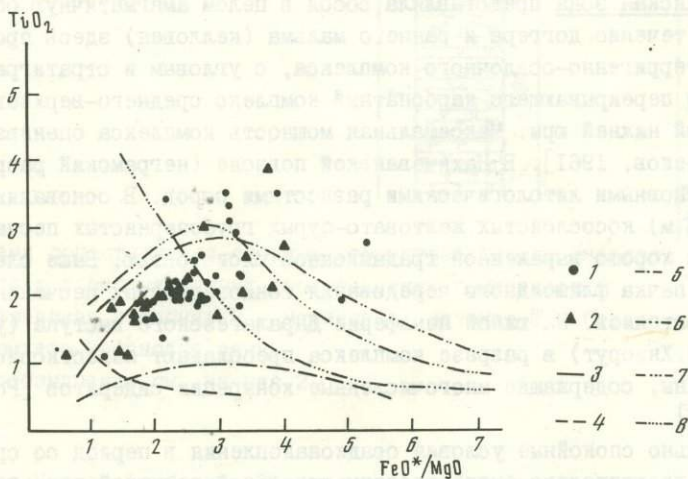
1 - ст. Неграм; 2 - сел. Азнабурт; 3 - разделительная линия вулканитов толеитовой и известково-щелочной серий по Т.Ирвину и В.Барагару [Irvine, Baragar, 1971]

Р и с. 6. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ для раннеюрских базальтов Нахичеванской подзоны

1 - ст. Неграм; 2 - сел. Азнабюрт

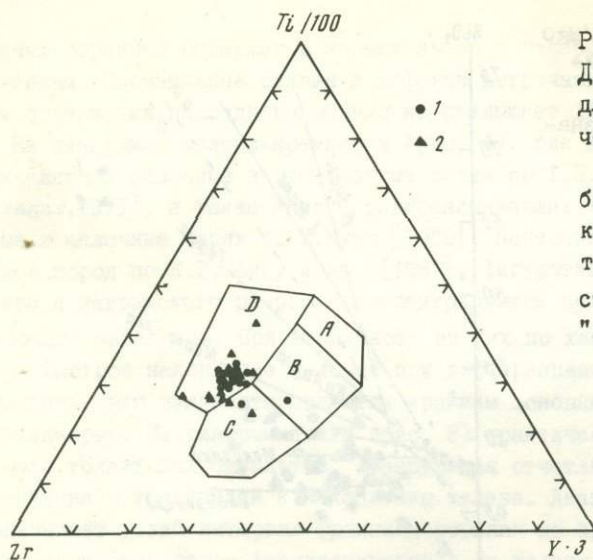


ние раннеюрских базальтов Нахичеванской подзоны произошло в условиях рифтогенного режима, предшествующего разрыву континентальной коры (геодинамическая обстановка внутриокеанических островов из рассмотрения исключается, так как находится в противоречии с геологическими данными).



Р и с. 7. Диаграмма $\text{TiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ для раннеюрских базальтов Нахичеванской подзоны

1 - ст. Неграм; 2 - сел. Азнабюрт; 3-8 - вариационные кривые вулканических серий: 3 - абиссальных толеитов, 4 - о-ва Новой Гвинеи, 5 - островов Кермадек, 6 - Данакильского грабена, 7 - о-ва Реэньон; 8 - вулкана Шен-де-Пьюи



Р и с. 8. Диаграмма Д.Пирса и Д.Канна [Pearce, Cann, 1973] для раннеюрских базальтов Нахичеванской подзоны

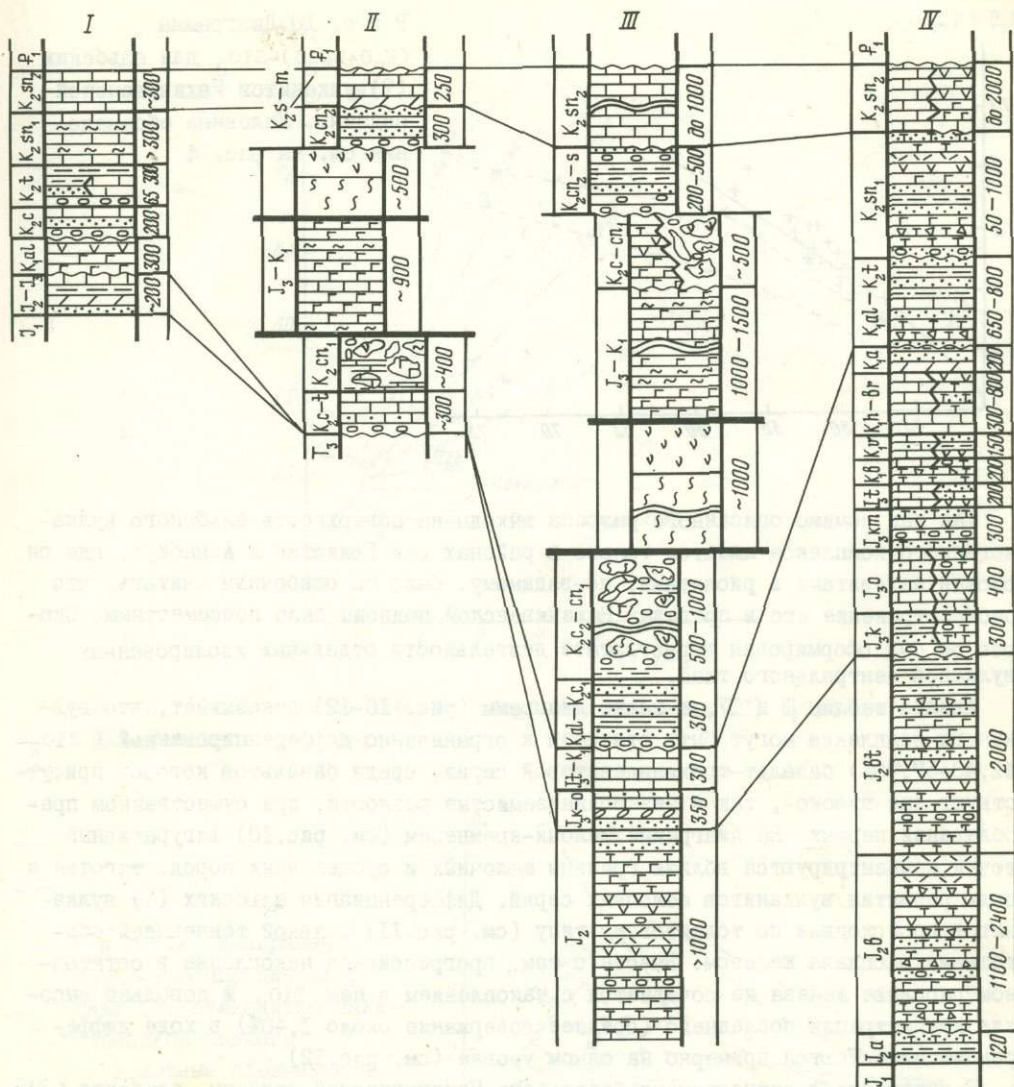
1 - ст.Неграм; 2 - сел.Азнабурт. Оконтуры поля: А - низкокалиевых толеитов; В - базальтов океанического дна; С - известково-щелочных базальтов; D - "внутриплитовых" базальтов

Среднеюрско-раннемеловые геологические комплексы

Породы среднеюрско-раннемеловых геологических комплексов широко распространены в современной структуре Малого Кавказа (см. рис.1). Они выполняют ряд структурно-формационных зон, последовательно и закономерно сменяющих друг друга в направлении с юго-запада на северо-восток. Каждая из этих зон характеризуется особым типом осадконакопления и составом продуктов магматической деятельности.

Южно-Армянская зона представляла собой в целом амагматичную область (рис.9). В течение доггера и раннего мальма (келловоя) здесь происходило накопление терригенно-осадочного комплекса, с угловым и стратиграфическим несогласиями перекрывающего карбонатный комплекс среднего-верхнего триаса и вулканогенный нижней юры. Максимальная мощность комплекса оценивается в 295 м [Азизбеков, 1961]. В Нахичеванской подзоне (неграмский разрез) он сложен двумя основными литологическими разностями пород. В основании залегает пачка (20-25 м) косослоистых желтовато-бурых грубозернистых песчаников и гравелитов с хорошо выраженной градационной слоистостью. Выше следует мощная (100-120 м) пачка флишеоидного чередования тонкозернистых песчаников, алевролитов и известняков. На южной периферии Даралагезского выступа (урочище Казаняйла, сел.Хнзорут) в разрезе комплекса преобладают известковистые и мергелистые глины, содержащие многочисленные конкреции сидеритов [Ростовцев, Азарян, 1971].

Относительно спокойные условия осадконакопления в период со средней юры до келловоя включительно были прерваны локальной вспышкой вулканической активности, во время которой в пределах Нахичеванской подзоны был сформирован вулканогенный комплекс, достигающий в отдельных разрезах мощности 300 м (см. рис. 9). Возраст комплекса достоверно не установлен. Ш.А.Азизбеков [1961], ссылаясь на работу П.Бонне [Bonnet, 1947], которым была определена верхнеальбская фауна в азнабуртском разрезе комплекса, условно относит его формирование к альбскому веку.

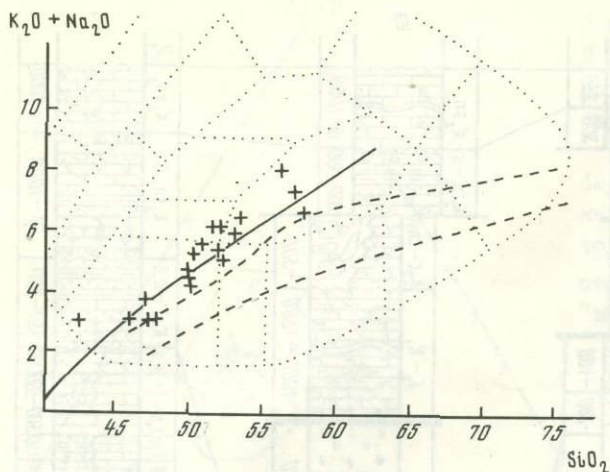


Р и с. 9. Схема сопоставления сводных стратиграфических разрезов среднеюрско-раннемеловых и верхнемеловых геологических комплексов

I - Нахичеванская подзона; II - Вединская подзона; III - Севано-Акеринская зона; IV - Сомхето-Кафанская зона.

Условные обозначения см. на рис.2

В районе ст.Неграм альбский (?) вулканогенный комплекс залегает моноклинально (аз. пад. 50° , угол 55°). В составе его доминирующая роль принадлежит потокам лав и лавобрекчий краснокаменно измененных пироксен-плаггиоклазовых базальтов, на фоне которых встречаются отдельные маломощные потоки черных оливиновых базальтов. Редкие потоки лав и лавобрекчий андезитовых порфиритов приурочены к центральной и верхней частям разреза. В верхней же части разреза обнажается 100-метровая ритмично построенная пачка туфов и туфобрекчий.



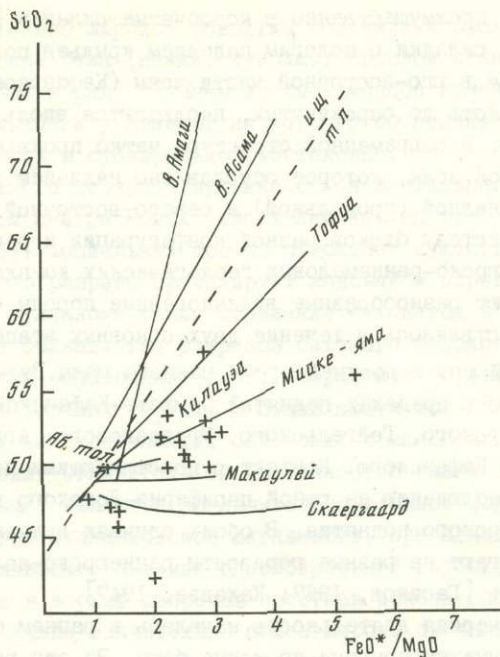
Р и с. 10. Диаграмма $(K_2O+Na_2O)-SiO_2$ для альбских (?) вулканитов Нахичеванской подзоны. Условные обозначения см. на рис. 4

Так как помимо описанного разреза выходы на поверхность альбского вулканогенного комплекса имеются только в районах сел Гюлистан и Азнабюрт, где он сложен андезитами и риолитами, по-видимому, было бы ошибочным считать, что распространение его в пределах Нахичеванской подзоны было повсеместным. Скорее он был сформирован в результате деятельности отдельных изолированных вулканов центрального типа.

Анализ таблиц III и IV, а также диаграмм (рис. 10-12) показывает, что вулканиты комплекса могут быть отнесены к ограниченно дифференцированной ($SiO_2 = 42,43-57,70\%$) базальт-трахиандезитовой серии, среди базальтов которой присутствуют как высоко-, так и низкоглиноземистые разновидности, при существенном преобладании первых. На диаграмме щелочи-кремнезем (см. рис. 10) фигуративные точки концентрируются вблизи границы щелочных и субщелочных пород, тяготея к полю развития вулканитов щелочных серий. Дифференциация альбских (?) вулканитов происходила по толеитовому типу (см. рис. 11) с явной тенденцией обогащения расплава железом. Вместе с тем, прогрессивное накопление в остаточном расплаве железа не сочетается с накоплением в нем TiO_2 и довольно высокие концентрации последнего (среднее содержание около 1,40%) в ходе дифференциации остаются примерно на одном уровне (см. рис. 12).

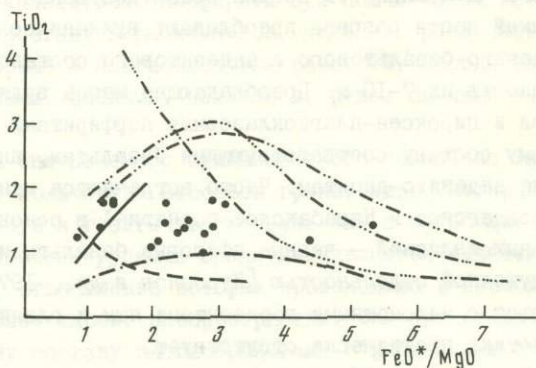
В сравнении с раннеюрскими базальтами Нахичеванской подзоны, альбские (?) вулканиты характеризуются более низкими содержаниями титана и высокими - бария. Вместе с тем, концентрации в них ниобия, циркония и иттрия не выходят за пределы колебаний таковых как в раннеюрских базальтах (сравним табл. II и IV), так и в базальтах рифтовых зон континентов [Pearce, Cann, 1973, табл. I].

Отмеченные выше наиболее характерные черты строения разреза и химизма пород альбского (?) вулканогенного комплекса Нахичеванской подзоны позволяют предполагать, что геодинамическая обстановка его формирования была сходной с обстановкой формирования раннеюрских базальтов. Однако, если движение расплавов раннеюрских базальтов, по-видимому, осуществлялось в условиях высокой проницаемости земной коры, обусловившей быстрое поступление их к поверхности, то подъем магмы альбских (?) вулканитов происходил с меньшей скоростью, в условиях ограниченной проницаемости земной коры, не исключающей возможности возникновения промежуточных очагов плавления.



Р и с. 11. Диаграмма SiO_2-FeO^*/MgO для альбских (?) вулканитов Нахичеванской подзоны

Р и с. 12. Диаграмма TiO_2-FeO^*/MgO для альбских (?) вулканитов Нахичеванской подзоны
Условные обозначения см. на рис. 7



Сомхето-Кафанская зона в настоящее время представляет собой сложнопостроенное складчато-блоковое сооружение, состоящее из ряда кулисообразно расположенных прогибов и поднятий. Последние являются не антиклинориями [Шихалибейли, 1966], а грядами вулканических аппаратов центрального типа [Курбанов и др., 1978]. По простиранию зона постепенно воздымается в северо-западном направлении, в результате чего в северо-западной ее части, в наиболее сильно эродированных центральных участках Храмского, Локского и Шамхорского поднятий на поверхность выходят породы фундамента. Их характеристика была дана в предыдущем разделе.

Складчатые деформации в пределах Сомхето-Кафанской зоны выразились в смя-

тии пород комплекса преимущественно в коробчатые складки [Кириллова и др., 1960]. Симметричные складки с пологим падением крыльев пользуются ограниченным распространением в юго-восточной части зоны (Кафанское поднятие). Более сложные складки, вплоть до опрокинутых, наблюдаются вдоль Мровдагского и Карабахского надвигов. В современной структуре четко проявлено блоковое строение Сомхето-Кафанской зоны, которое обусловлено наличием двух главных систем разломов: северо-западной (продольной) и северо-восточной (поперечной), которые делят ее на систему блоков разной конфигурации и размеров.

В составе среднеюрско-раннемеловых геологических комплексов Сомхето-Кафанской зоны преобладают разнообразные вулканогенные породы (см. рис.9), накопление которых осуществлялось в течение двух основных этапов вулканической деятельности: средней юры и поздней юры – раннего мела. Вулканогенные породы средней юры обнажены в пределах поднятий Сомхето-Кафанской зоны: Локского, Алавердского, Шамхорского, Гейгельского, Мровдагского, Агдамского, Карабахского, Лачинского и Кафанского. Контакт с подстилающими породами доступен непосредственному наблюдению на южной периферии Локского выступа и в центральной части Шамхорского поднятия. В обоих случаях вулканиды средней юры трансгрессивно налегают на разные горизонты раннеюрско-ааленских терригенно-осадочных комплексов [Гасанов, 1967; Кахадзе, 1947].

Активная вулканическая деятельность началась в раннем байосе и продолжалась с незначительными перерывами до конца бата. За это время накопился сложнопостроенный эффузивно-пирокластический комплекс, мощностью 3–4 км, для которого характерна резкая латеральная изменчивость как фашиального состава отложений, так и мощностей отдельных слоев и пачек. В раннем байосе вулканическая деятельность носила преимущественно взрывной характер. В силу этого в нижней части разреза преобладают вулканические брекчии, туфобрекчии и туфы андезитобазальтового и андезитового составов. Лавовые потоки редки. Средняя мощность их 7–10 м. Преобладающая масса вулканидов представлена плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиридами [Абдуллаев, 1963], по химическому составу соответствующими базальтам, андезитобазальтам, андезитам и реже андезитодацитам. Часто встречаются мандельштейны. В ряде районов (Мровдагское и Карабахское поднятия) в основании фиксируются продукты трещинных излияний – черные афировые базальты и спилиты с хорошо проявленной подушечной отдельностью [Курбанов и др., 1978]. В этих случаях лавы переслаиваются с маломощными горизонтами яшм и глинисто-кремнистых сланцев, а пирокластика практически отсутствует.

Раннебайосский возраст описываемых вулканидов предполагается на основании их стратиграфического положения между песчано-глинистыми сланцами нижнего аалена и толщей так называемых "кварцевых плагиопорфиров". В прослоях туфов и туфопесчаников среди лавовых покровов последних обнаружены остатки двустворок, аммонитов и белемнитов позднего байоса [Гасанов, 1973]. Толща кварцевых плагиопорфиров формирует маркирующий горизонт, отделяющий раннебайосские вулканиды от батских. Мощность ее в ряде случаев (Шамхорское поднятие) достигает 700 м, но в основном колеблется в пределах 100–150 м. В строении толщи участвуют преимущественно лавы и лавобрекчии липаритов, липаритодацитов и в меньшей степени дацитов, для которых весьма характерны глыбовая и столбчатая отдельности. Миндалекаменные разности отсутствуют. Количество пирокластиков (туфобрекчии, игнимбриты, туфы) не превышает 15% [Абдуллаев и

др., 1976]. Исключительно широкое развитие получили морфологически разнообразные субвулканические тела (некки, купола). Прослой итнимбритов, а также интенсивно проявленное в ряде случаев краснокаменное изменение продуктов вулканической деятельности указывают на то, что по крайней мере часть разрезов толщи формировалась в субаэральной обстановке.

После незначительного перерыва вулканическая деятельность возобновилась в батское время, причем центры новых извержений наследуют в основном предыдущие [Абдуллаев, 1963]. Фациальный состав отложений существенно меняется. Если в байосское время в разрезе превалирует лавовый и пирокластический материал, а осадочные и вулканомиктовые отложения находятся в подчиненном количестве, то в составе большинства разрезов батского возраста доля осадочных и вулканогенно-осадочных образований резко возрастает вплоть до полного исчезновения вулканитов в верхних частях. В подавляющем большинстве случаев вулканиты бата залегают на подстилающих байосских с маломощным горизонтом конгломератов в основании. Отличительной особенностью толщи батских вулканитов, кроме отмеченного выше, являются исключительно сложные фациальные взаимоотношения вблизи центров вулканической активности, преобладание пирокластического материала над лавовым, наличие разновозрастной глубоководной и мелководной фауны, появление в верхах разрезов остатков ископаемой флоры и прослоев углистых сланцев, а также значительно более широко проявленные краснокаменные изменения [Гаджиев и др., 1978; Курбанов и др., 1978; Гасанов, 1983]. Породы эффузивной фации обособлены в виде отдельных маломощных потоков, быстро выклинивающихся по простиранию. Обычным для них является порфировый облик. Состав батских вулканитов не отличается большим разнообразием. В большинстве своем это андезито-базальтовые и андезитовые порфириты при подчиненном развитии базальтовых порфиритов. По составу вкрапленников среди них различаются пироксеновые, пироксен-плаггиоклазовые и плаггиоклазовые разновидности. Породы экструзивной фации представлены штоками, дайками, некками и, реже, силлами андезитов и андезито-базальтов.

Среднеюрский этап формирования описываемого вулканогенного комплекса завершился внедрением значительного количества массивов гранитоидов, которые обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь как с байосскими, так и с батскими вулканитами. Наиболее крупными среди них являются Ахпатский, Хндзорутский и Атабек-Славянский, становление которых происходило в несколько фаз. Породы главной фазы наиболее широко распространены. Они представлены однообразными по петрографическому составу плаггиогранитами с вариациями от плаггиогранит-порфиров до лейкократовых гранитов. Ранее большинством исследователей [Абдуллаев, 1963; Шихалибеги, 1966] возраст этих плаггиогранитов определялся как верхнебайосский и формирование их генетически связывалось с образованием толщи кварцевых порфиров. Данные последних лет показывают, что становление их произошло в батское время [Курбанов и др., 1978; Гасанов, 1983].

После продолжительного периода бурной вулканической деятельности наступает период относительного затишья, который продолжался в течение келловейско-окофорда. В богатых ископаемыми фаунистическими остатками разрезах этого времени широко развиты вулканомиктовые и нормально осадочные породы, залегающие на подстилающих вулканитах с размывом и угловым несогласием.

В составе келловейских отложений преобладают конгломераты, гравелиты,

граувакки, алевролиты и аргиллиты – продукты размыва, главным образом, среднеюрских вулканогенных пород. Часто присутствуют также и органогенно-обломочные известняки [Атаева, Эфендиева, 1968; Абдулкасумзаде и др., 1972; Мандалян, 1977]. Мощность келловейских отложений колеблется от 50 до 30 м. Основной объем 400-метровой трансгрессивно залегающей толщи оксфордского возраста занимают известняки (песчанистые, органогенно-обломочные, кремнистые). Меньшим распространением пользуются песчаники, туфопесчаники и туфоконгломераты.

В течение позднеюрско-раннемелового этапа вулканической деятельности сформировался мощный (более 2000 м) комплекс вулканогенно-осадочных отложений, выполняющий как положительные, так и отрицательные структуры Сомхето-Кафанской зоны. При этом произошло смещение центра максимальной вулканической активности в юго-восточном направлении (Кафанский прогиб), где накопившийся разрез наиболее представительен.

Мощная вспышка вулканической активности приходится на верхнеоксфорд-кимериджское время и продолжается с небольшими перерывами вплоть до валанжина – баррема. Ведущее место в строении большинства стратифицированных разрезов занимают пирокластические и осадочные породы (вулканические брекчии, туфобрекчии, туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники, сланцы, известняки), слагающая до 80% объема. На некоторых участках (Агджакендский прогиб) среди пирокластических образований присутствуют линзы и прослои гипса, замещающего по простиранию известняки. Мощность гипсоносных горизонтов достигает в ряде случаев 100 м. Интенсивная взрывная деятельность прерывалась излияниями маломощных потоков краснокаменно измененных андезито-базальтов, андезитов и андезито-дацитов. Петрографически различаются пироксеновые, плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые, роговообманково-пироксеновые порфириты и кварцевые порфиры [Абдуллаев, 1963]. Количественное соотношение этих пород для разных районов разное: иногда преобладают породы основного состава (Дашкесанский, Агджакендский прогибы), иногда – среднего и кислого (Аллавердское и Шамхорское поднятия). В целом отмечается преобладание пород среднего состава.

К образованиям субвулканической фации относятся многочисленные дайковые тела диоритовых порфиритов, габбро-порфиритов, диабазовых и базальтовых порфиритов.

Извержения происходили из крупных вулканических аппаратов центрального типа в субаэральной и аэральной обстановке. Островные гряды в титонское время были окружены прерывистой цепочкой (барьерных) рифогенных построек [Шихалибеги и др., 1978]. Кроме коралловых известняков широкое развитие получили также мелководные органогенно-обломочные и оолитовые известняки [Эфендиева, 1978], в которых содержится большая примесь вулканомяктового материала (зерна плагиоклаза, кварца, обломки эффузивных пород).

В раннемеловое время наиболее интенсивная вулканическая деятельность продолжалась в пределах Кафанского поднятия. Здесь формируется так называемая тапасар-кармакская вулканогенная свита мощностью до 1000–1200 м [Азарян и др., 1970]. Возраст этой свиты, по фаунистическим данным, титон-валанжинский. В составе ее вулканогенные породы представлены различными туфами и туфобрекчиями, чередующимися с потоками плагиоклазовых, плагиоклаз-пироксеновых и диабазовых порфиритов; вулканогенно-осадочные и осадочные породы –

туфитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами и известняками.

В северной части Карабахского поднятия раннемеловые вулканогенные породы формируют вулканогенно-осадочный комплекс общей мощностью 800 м [Халилов и др., 1971]. В составе этого комплекса преобладают пестроцветные туфопесчаники, кристаллокластические туфы и красные туфобрекчии. Значительно реже встречаются покровы андезитовых порфиритов и их лавобрекчий. Мощность покровов достигает 40 м. Возраст комплекса на основании его стратиграфического положения (он перекрывает фаунистически охарактеризованные валанжин-готеривские известняки) определен условно как барремский.

На остальной территории Сомхето-Кафанской зоны в это время господствовали спокойные условия осадконакопления. В течение баррема-апта здесь отлагались литологически однообразные, связанные постепенными переходами, карбонатные толщи, содержащие редкие прослои вулканомиктового материала [Халилов и др., 1974]. В аптской части разреза роль вулканомиктового материала существенно возрастает. Общая мощность указанных отложений варьирует в широких пределах (от 200 до 1100 м).

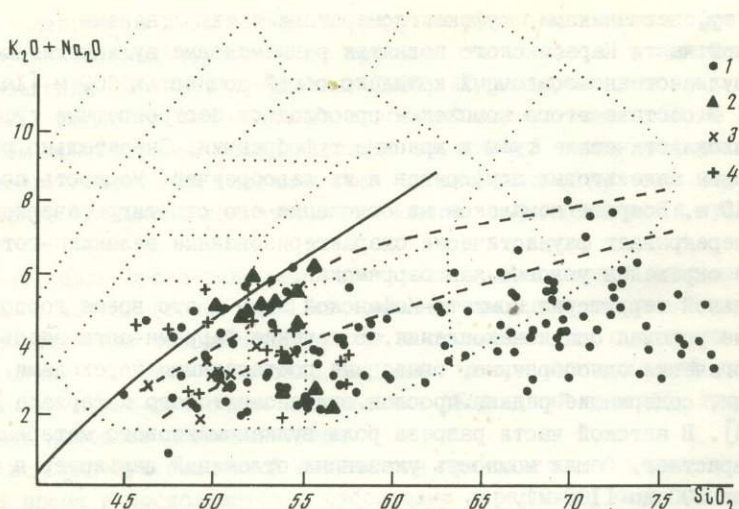
Позднеюрско-раннемеловой этап вулканической деятельности завершился внедрением большого количества интрузивов гранитоидов. К числу их относятся Аллавердская, Шамхорская и Цавская группы интрузивных массивов, а также Дашкасанский, Кедабакский интрузивы и многие другие. Большинство из них полифазны. В первую фазу внедрялись габбро, габбро-диориты и диориты; во вторую - кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты. В заключительную фазу происходило внедрение даек основного и кислого составов.

Геологический возраст этих интрузивных комплексов до последнего времени остается спорным. Одними исследователями он определяется как верхнеюрский. Другие, учитывая факт прорыва интрузивами киммериджских вулканогенных образований и наличие контактового воздействия на них, считают возраст интрузивов неокомским. Р.Н.Абдуллаев и др. [1966, 1979] на основании определений абсолютного возраста, общности петрохимических и петрографо-минералогических особенностей, утверждают комагматичность этих интрузивных комплексов с верхнеюрской дифференцированной базальт-андезит-дацитовый формацией.

К характеристике особенностей петрохимического состава вулканитов среднеюрско-раннемелового геологического комплекса привлечены как опубликованные данные [Абдуллаев, 1963; Лебедев, Малхасян, 1965; Геология АрмССР, т. IV, 1970; Химические составы..., 1962; Геология Азербайджана, 1952], так и оригинальные химические анализы (табл. V и VI) среднеюрских вулканитов Карабахского и Лачинского поднятий, отобранные по профилю г. Шуша - г. Лачин.

Анализ имеющегося материала показывает, что вулканические породы комплекса формируют последовательно дифференцированную базальт-андезит-дацит-риолитовую серию. Значимые отличия химизма пород среднеюрского и позднеюрско-раннемелового этапов вулканической деятельности отсутствуют.

На диаграмме щелочи-кремнезем (рис. 13) подавляющее большинство фигуративных точек располагается ниже разделительной линии Т. Ирвина и В. Барагара - в области субщелочных пород, а по отношению к полям Х. Куно на той же диаграмме серия может быть сопоставлена с толейтовыми сериями островных дуг. Заметный разрыв в интервале содержания кремнезема (59-63%) скорее свидетельствует о недостаточно подробном опробовании вулканитов комплекса, нежели о контрастном составе серии в целом. Контрастность серии совершенно не прояв-



Р и с. 13. Диаграмма $(K_2O+Na_2O)-SiO_2$ для среднеюрских и верхнеюрско-раннемеловых вулканитов Сомхето-Кафанской зоны

1 - Сомхето-Агдамская подзона (средняя юра); 2 - Карабахский прогиб (средняя юра); 3 - Лачинский прогиб (средняя юра); 4 - Кафанская подзона (поздняя юра - ранний мел).
Остальные условные обозначения см. на рис.4

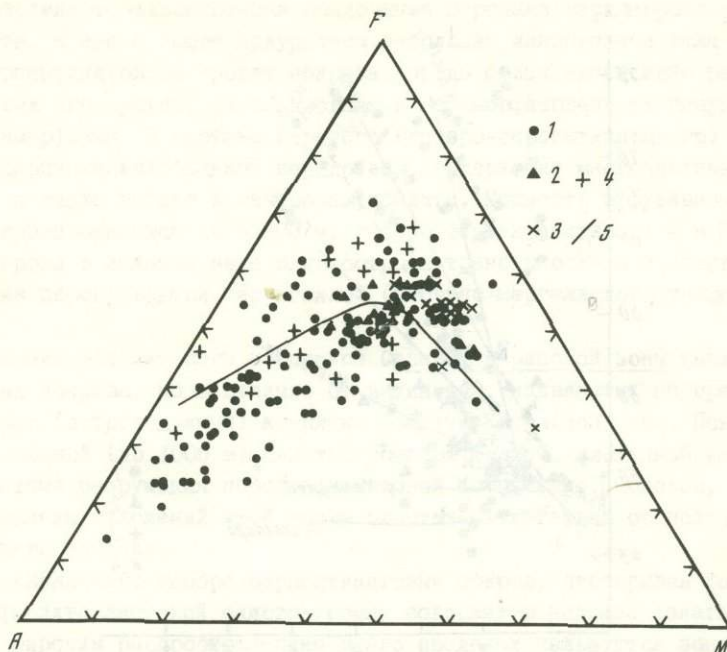
лена на диаграмме АФМ (рис.14). Расплывчатое облако на этой диаграмме напоминает своими очертаниями толеитовые серии активных континентальных окраин, но плохо поддается идентификации, так как примерно равное количество точек концентрируется и в поле толеитовых и в поле известково-щелочных серий. Вместе с тем, достаточно четкий толеитовый тренд дифференциации обнаруживают среднеюрские вулканиты Карабахского и Лачинского поднятий.

По распределению фигуративных точек на диаграмме SiO_2-FeO^*/MgO (рис.15) можно заключить, что часть вулканитов характеризуется отсутствием или слабым накоплением железа по мере роста содержаний кремнезема (известково-щелочной тренд), а для другой части (в том числе и для вулканитов Карабахского и Лачинского поднятий) это накопление проявлено весьма ощутимо (толеитовый тренд дифференциации).

В основной массе вулканитов серии вариации содержаний TiO_2 охватывают узкий интервал от 0,3 до 1,2% при максимальных концентрациях этого окисла (до 2%) в базальтах и андезито-базальтах Лачинского поднятия. Диаграмма TiO_2-FeO^*/MgO (рис.16) показывает закономерное уменьшение содержаний в вулканитах комплекса с ростом отношения FeO^*/MgO , что является характерной особенностью известково-щелочных серий.

Таким образом, особенности химизма дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии позволяют относить ее к типичным сериям современных островных дуг.

В свете изложенных выше геологических и петрохимических данных можно констатировать, что формирование среднеюрско-раннемелового геологического комплекса Сомхето-Кафанской зоны происходило в палеоостроводужной обстановке. Разнообразие химического состава вулканитов комплекса (вариации от толеитов



Р и с. 14. Диаграмма АФМ для среднеюрских и позднеюрско-ранне меловых вулканитов Сомхето-Кафанской зоны

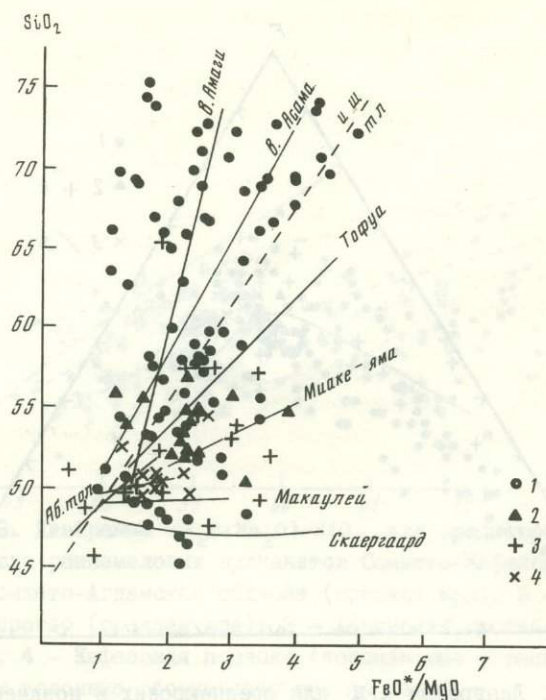
1 - Сомхето-Агдамская подзона (средняя юра); 2 - Карабахский прогиб (средняя юра); 3 - Лачинский прогиб (средняя юра); 4 - Кафанская подзона (поздняя юра - ранний мел); 5 - разделительная линия вулканитов толеитовой и известково-щелочной серий по Т.Ирвину и В.Барагару

до известково-щелочных), возможно, связано с разной "зрелостью" отдельных участков дуги в период его накопления.

В настоящее время существуют убедительные доказательства того, что между двумя упомянутыми выше структурно-формационными зонами (Южно-Армянской и Сомхето-Кафанской) существовала третья зона - зона развития пород офиолитового комплекса; Амасийско-Севано-Акеринский офиолитовый пояс. Фрагменты комплекса в аллохтонном залегании обнажены в Вединской и Севано-Акеринской зонах (см. рис.9), формируя серию сложнопостроенных тектонических покровов. Предполагается [Книппер, 1980], что корневые части этих покровов приурочены к зоне Анкаван-Зангезурского разлома, где были найдены породы офиолитовой ассоциации [Аслаян, Сатиан, 1977].

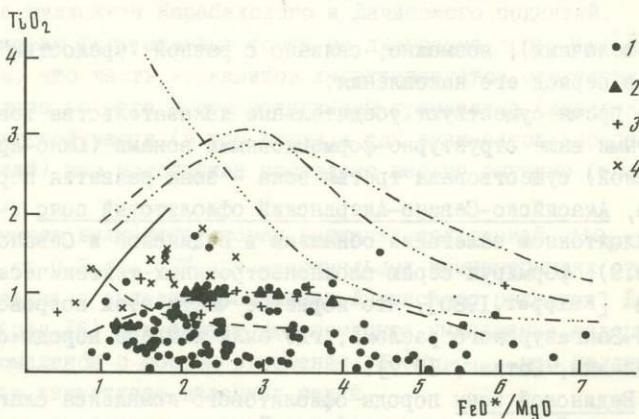
В пределах Вединской зоны породы офиолитового комплекса слагают два тектонических покрова [Книппер, Соколов, 1976], располагающихся на различных горизонтах нижнеконьянской офиолитокластовой олистостромы, которая достигает мощности 400 м и ниже постепенно переходит в толщу массивных мелководных известняков сеномана-турне (300 м), трансгрессивно с конгломератами в основании залегающую на терригенно-карбонатных породах среднепалеозойско-триасового геологического комплекса.

Нижний покров (эффузивно-радиоляритовый) сложен спилитами, диабазами и



Р и с. 15. Диаграмма SiO_2 - FeO^*/MgO для среднеюрских и позднеюрско-раннемеловых вулканитов Сомхето-Кафанской зоны

1 - Сомхето-Агдамская подзона (средняя юра); 2 - Карабахский прогиб (средняя юра); 3 - Лачинский прогиб (средняя юра); 4 - Кафанская подзона (поздняя юра - ранний мел)



Р и с. 16. Диаграмма TiO_2 - FeO^*/MgO для среднеюрских и позднеюрско-раннемеловых вулканитов Сомхето-Кафанской зоны

1 - Сомхето-Агдамская подзона (средняя юра); 2 - Карабахский прогиб (средняя юра); 3 - Лачинский прогиб (средняя юра); 4 - Кафанская подзона (поздняя юра - ранний мел). Остальные условные обозначения см. на рис. 7

глинисто-кремнисто-карбонатными осадочными породами верхнеюрско-раннемелового возраста. К его подошве приурочены небольшие линзовидные тела рассланцованных серпентинитов. В кровле покрова породы более интенсивно раздроблены, чем в других его частях, рассланцованы и метаморфизованы до глауковановой фации метаморфизма. В составе верхнего (габбро-серпентинитового) покрова выделяются серпентинизированные перидотиты, содержащие многочисленные тела родингитов, а также габбро и габбро-амфиболиты. Мощность эффузивно-радиоляритового покрова оценивается в 900 м; габбро-серпентинитового - в 500 м.

Оба покрова и лежащая ниже олистострома трансгрессивно с конгломератами в основании перекрываются терригенной (песчано-мергелистой) толщей верхнего коньяка.

Образования офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны также формируют два крупных покрова, но в отличие от вединских, надвинутых на среднеюрско-раннемеловой (островодужный) комплекс Сомхето-Кафанской зоны. Покровы подстилаются мощной (до 1000 м) олистостромовой толщей, сложенной главным образом продуктами разрушения пород офиолитовой ассоциации [Соколов, 1977]. Время формирования отложений этой толщи охватывает интервал от позднего сеномана до раннего коньяка.

Нижний (Ипякский) габбро-серпентинитовый покров, перекрывая различные горизонты офиолитокластовой олистостромы, содержит в подошве закатанные блоки ее пород. Широким распространением в его пределах пользуются зоны серпентинитового меланжа. В строении покрова участвуют серпентинизированные гипербазиты (дуниты-гарцбургиты), а также породы расслоенного комплекса, брекчированные в своей верхней части и прорванные будинированными дайками диабазов, долеритов и плагιοгранитов. Типичный комплекс параллельных даек отсутствует: междайковые пространства заполнены метаморфическими породами [Книрпер, 1980].

Верхний (Нагдалинский) эффузивно-радиоляритовый покров в большинстве случаев залегает на габбро-серпентинитовом и лишь иногда - прямо на олистостромовой толще [Соколов, 1977]. В зоне контакта породы покрова интенсивно раздроблены и смяты в складки. Спилиты и диабазы, глинисто-кремнистые и карбонатно-кремнистые породы, радиоляриты и известняки, слагающие эффузивно-радиоляритовую серию, не образуют единого стратифицированного разреза внутри покрова, а встречаются в виде отдельных деформированных блоков. Позднеюрско-раннемеловой возраст осадочных пород серии обоснован находками верхнеюрских кораллов в известняках и верхнеюрско-раннемеловых радиоляриях в яшмах [Вишневская, 1975; Соколов, 1977].

Максимальные мощности Ипякского и Нагдалинского покровов достигают соответственно 1000 и 2000 м.

Кроме названных покровов в состав аллохтона Севано-Акеринской зоны входит вулканогенно-терригенный комплекс мощностью 500 м, выделенный С.Д. Соколовым [1977] под названием Кылычлинского. Описание его будет приведено в следующем разделе.

Верхний возрастной предел становления офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны, как и Вединской, определяется раннесенонским возрастом терригенно-осадочной толщи, которая с размывом и структурным несогласием перекрывает оба покрова и верхнюю олистострому.

Среди вулканитов позднеюрско-раннемеловой эффузивно-радиоляритовой серии

преобладают базальты, близкие по химическому составу толеитам срединно-океанических хребтов; реже встречаются слабощелочные базальты, сопоставимые с базальтами внутриокеанических островов [Закариадзе и др., 1982]. Данные химического анализа подтверждаются анализом расплавных включений [Соболев и др., 1983].

Изложенный материал определенно свидетельствует о трех различных палеогеодинамических обстановках формирования среднеюрско-раннемеловых геологических комплексов: палеоостровной дуги (Сомхето-Кафанская зона), открытого океанического бассейна (офиолитовые комплексы Вединской и Севано-Акеринской зон) и пассивной (?) континентальной окраины (Южно-Армянская зона).

Верхнемеловые геологические комплексы

Состав, строение и положение в современной структуре Малого Кавказа верхнемеловых геологических комплексов указывает на то, что по крайней мере до позднего сеномана палеогеодинамические обстановки их формирования были в значительной мере сходными с условиями накопления среднеюрско-раннемеловых геологических комплексов. Но, разумеется, отличия, как это будет показано ниже, существуют.

В пределах Южно-Армянской зоны в течение всего позднемелового периода продолжается накопление исключительно осадочных комплексов (см. рис. 9). Хорошо фаунистически охарактеризованный верхнемеловой разрез начинается весьма ограниченно распространенными (Нахичеванская подзона, Западный Айоцдзор) отложениями сеномана, которые трансгрессивно с конгломератами в основании (мощностью до 20 м) залегают на известняках и мергелях верхнего триаса и альбской (?) вулканогенной толще [Азизбеков, 1961]. В составе этих отложений преобладают осадочно-терригенные породы: конгломераты (часто красноцветные), гравелиты и кварцевые песчаники, чередующиеся с редкими и маломощными слоями известняков. Мощность сеноманских отложений колеблется от 60–80 м в Нахичеванской подзоне до 200 м в Западном Айоцдзоре.

Фациально изменчивые осадочные отложения туронского возраста, как и сеноманские, трансгрессивно налегают на более древние породы, включая пермские, триасовые и юрские. В одних районах (Нахичеванская подзона) они представлены преимущественно конгломератами, гравелитами, песчаниками и аргиллитами, последовательно сменяющими друг друга вверх по разрезу [Алиюлла и др., 1978], в других (Вединская зона) — органогенно-обломочными известняками [Геология Армянской ССР, 1964]. Мощность их меняется, соответственно, от 65 до 300 м.

Породы раннего сенона распространены значительно шире и в большинстве разрезов согласно залегают на туронских. В Нахичеванской подзоне они образуют непрерывный разрез белых пелитоморфных известняков с редкими прослоями алевролитов, песчаников и мергелей общей мощностью свыше 300 м. Одновозрастные отложения Вединской зоны представлены олистостромовой толщей нижнего коньяка (400 м), подстилающей офиолитовые покровы, и терригенной толщей верхнего коньяка (300 м), трансгрессивно перекрывающей как покровы, так и нижележащие образования [Книппер, Соколов, 1976]. В основании верхнеконьякской толщи располагаются грубообломочные плохо сортированные конгломераты (мощность 25 м), содержащие хорошо окатанные обломки пород офиолитового комплекса. Выше по разрезу следуют песчаники, которые далее постепенно сменяются алевролитами, мергелями и известняками. Известняки и мергели сантон-

ского возраста в свою очередь трансгрессивно перекрывают одноименные породы верхнего коньяка, достигая мощности 200 м.

Литофациальный состав отложений верхнесенонского комплекса достаточно однообразен. В основном это монотонные, выдержанные по мощности (120–300 м) пелитоморфные известняки, практически лишенные примеси терригенного материала. Исключение составляет мощная (638 м) толща ритмичного чередования полимиктовых песчаников, глинистых алевролитов, песчаных известняков и мергелей, выделенная Ш.А.Азизбековым [1961] в составе маастрихтских отложений Нахичеванской подзоны.

С наступлением датского века резко сокращается площадь осадконакопления и меняется литологический состав пород. В большинстве известных разрезов датские отложения образуют с палеоценовыми единую толщу флишoidного чередования песчаников, алевролитов, мергелей и известняков, содержащую отдельные горизонты конгломератов. В отличие от отложений верхнего сена, осадочные породы дания-палеогена выполняют относительно узкие прогибы запад-северо-западного ("общекавказского") и субширотного простираний и достигают в них максимальной мощности 300–500 м. Именно к этим прогибам впоследствии приурочена основная магматическая деятельность.

На рубеже раннего и позднего мела произошла существенная перестройка палеогеодинамического режима в области развития пород юрско-неокомского офиолитового комплекса Малого Кавказа [Книппер, 1980]. Интенсивная тектоническая переработка океанической коры Мезотетиса выразилась в образовании мощных зон брекчирования в серпентинитах и габбро, будинирования даек диабазов, проявлении тектонических срывов в основании эффузивно-радиоляритовой серии, а также в амфиболитовом и зеленосланцевом метаморфизме пород.

Признаки этих деформаций совершенно отсутствуют в породах Кылычлинского комплекса Севано-Акеринской зоны, трансгрессивно залегающих на офиолитовых покровах. Возрастной предел его формирования охватывает время от альба до турона включительно. В строении комплекса выделяются две крупные литологические единицы [Григорьев и др., 1975; Соколов, 1977]. Нижняя из них представлена толщей конгломератов и песчаников, мощностью около 100 м. В составе обломочного материала здесь преобладают продукты размыва офиолитов. Верхняя олистостромовая толща сложена крупными олистолитами пород офиолитового комплекса, сцементированными валунно-галечными аргиллитами. Мощность ее в ряде разрезов достигает 400–500 м.

Последующее детальное изучение строения офиолитокластовой олистостромы показало [Книппер, 1980], что наряду с крупными олистолитами эффузивно-радиоляритовой серии юрско-неокома, в ней присутствуют, практически неотличимые по внешнему облику, "собственные" вулканы альбо-сеноманского возраста. Последние развиты локально и слагают серию потоков, перемежающихся в разрезах с красными яшмами и микритовыми известняками, суммарной мощностью более 150 м.

Среди этих вулкаников различаются два основных петрохимических типа пород [Закариадзе и др., 1982]. Первый представлен весьма характерной для внутри-океанических островов ассоциацией высокотитанистых щелочных базальтов – трахитов; второй – ассоциацией низкокальциевых базальтов – андезитов, сопоставимой с вулканическими сериями примитивных островных дуг.

Офиолитовые покровы и верхняя олистострома резко несогласно перекрываются

терригенно-обломочными отложениями раннего сенона общей мощностью 200–500 м [Соколов, 1977]. Они содержат в своем составе, наряду с полимиктовыми песчаниками и алевролитами, горизонты хорошо окатанных конгломератов (часто краснопетных), в гальке которых присутствуют все члены офиолитовой ассоциации. Выше следует карбонатный комплекс верхнего сенона (мощность до 1000 м): преимущественно пелитоморфные известняки, содержащие редкие прослои мергелей и органогенно-обломочных известняков. Указанный комплекс представляет собой литологический аналог одновозрастного комплекса Южно-Армянской зоны Малого Кавказа.

В пределах Сомхето-Кафанской структурно-формационной зоны верхнемеловые отложения по преобладающему литофациальному составу могут быть расчленены на три главных геологических комплекса: терригенный (средний альб-турон), осадочно-вулканогенный (ранний сенон) и карбонатный (верхний сенон). Границы между ними (в достаточной мере условные) проведены по резкой смене фациального состава слагающих их пород. Часто с этими границами совпадают или регионально проявленные перерывы осадконакопления, предшествующие трансгрессии (например отсутствие фаунистически датированных отложений нижнего альба и последующая среднеальбская трансгрессия), или проявленные в большинстве известных разрезов структурные несогласия (например несогласие в основании отложений нижнего коньяка). В контуре Сомхето-Кафанской зоны породы верхнемеловых геологических комплексов наиболее распространены в Болнисском, Иджеванском (Казахском), Агджакендском, Мартуниском, Гадрутском, Хузабертском и Гочазском прогибах. Юго-западная граница их развития контролируется выходами среднеюрско-раннемеловых комплексов; северо-восточная скрыта под неоген-четвертичными отложениями Куринской впадины.

Состав отложений среднеальбско-туронского геологического комплекса характеризует определенный этап развития Сомхето-Кафанской зоны – относительное ослабление вулканической деятельности, которая проявилась преимущественно эксплозивными выбросами вулканогенного материала. Переотложенная пирокластика постоянно присутствует в разрезах этого времени, тогда как потоки эффузивов являются большой редкостью. Последние имеют незначительную мощность (10–20 м) и зарегистрированы в отложениях среднего альба и сеномана.

Фаунистически охарактеризованные отложения среднего и верхнего альба наибольшей мощности (300–400 м) достигают в области юго-восточного погружения Сомхето-Кафанской зоны (Мартунинский, Гадрутский, Хузабиртский, Гочазский прогибы), где они с угловыми и стратиграфическими несогласиями залегают на породах поздней юры-неокома [Халилов и др., 1974]. В их составе главенствующая роль принадлежит толщам флишоидного чередования алевролитов, аргиллитов, песчаников и мергелей. Туфобрекчия и туфоконгломераты в целом имеют здесь подчиненное значение и более распространены в терригенно-осадочных толщах сеноманского возраста, в которых вместе с туфопесчаниками, гравелитами, конгломератами и реже аргиллитами и мергелями слагают основную часть разреза. Мощность отложений сеномана сильно варьирует по площади зоны: от первых десятков до 350–400 м. Осадочные породы туронского возраста пользуются ограниченным распространением. Местами они трансгрессивно с конгломератами в основании залегают на сеноманских отложениях [Геология СССР, т.47, 1972]. В их строении участвуют чередующиеся между собой туфоконгломераты, мелкозернистые

туфопесчаники, аргиллиты, мергели и органогенно-обломочные известняки общей мощностью до 80–150 м.

Следует добавить, что накопление указанного терригенного комплекса происходило в мелководно-морских условиях в непосредственной близости от суши. Кроме упомянутых выше прогибов, породы комплекса в том же фациальном составе участвуют в строении автохтона Севано-Акеринской зоны, тем самым оконтуривая с северо-востока и юго-запада гряды вулканических островов, возникших в среднеюрско-раннемеловое время.

Раннесенонский осадочно-вулканогенный комплекс, по-видимому, характеризует заключительную стадию развития Сомхето-Кафанской зоны. После его формирования практически вся магматическая деятельность в ее пределах прекращается. Важной особенностью является то, что извержения вулканогенного материала происходили из новообразованных вулканических аппаратов, пространственно оторванных от центров вулканической деятельности средней юры – неокома. Фронт вулканической активности переместился в крайнюю северо-восточную часть Сомхето-Кафанской зоны, где осадочные и вулканогенные породы комплекса выполняют узкую цепочку изолированных структур.

Наиболее представительные разрезы комплекса обнажены в Болнисском, Иджеванском (Казахском), Агджакендском и Мартунинском прогибах, в которых разнообразие состава продуктов вулканической деятельности сочетается с наименьшими вариациями мощностей. За редким исключением образования комплекса трансгрессивно с конгломератами в основании налегают на различные горизонты средней и верхней юры, а также нижнего и верхнего мела.

В пределах Болнисского прогиба для начальных эпизодов вулканизма (коньяк-ранний сантон) характерны выбросы больших количеств туфов и туфобрекчий, которые относительно редко прерывались излияниями лав дацитового и риолитового составов. В верхнесантонское время здесь была сформирована дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая серия [Надарейшвили, Гоголадзе, 1983]. Общая мощность отложений свыше 1000 м.

В нижних частях одновозрастного осадочно-вулканогенного комплекса Иджеванского (Казахского) прогиба преобладают лавы и пирокластический материал основного и среднего составов, извержение которых происходило в субаквальных и субаэральных условиях. Мощность отдельных лавовых потоков достигает нескольких десятков метров. В разрезах они ассоциируют с вулканогенно-обломочными (туфы, агломеративные туфы, туфобрекчий) и вулканогенно-осадочными породами (туфопесчаники, туфоалевролиты). Для заключительных этапов вулканической деятельности (сантон) характерны извержения из вулканических аппаратов центрального типа лав и пирокластов дацит-липаритового состава. Лавовые потоки в это время имеют весьма ограниченное распространение. В целом в разрезе преобладают породы взрывчатой фации.

По петрографическому составу среди пород эффузивной фации различаются: плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые и оливиновые базальты, двупироксеновые и гиперстенные андезиты-базальты, плагиоклазовые, роговообманковые и пироксен-роговообманковые андезиты, кварц-биотитовые дациты, кварцевые, биотитовые и роговообманковые липариты [Мнацаканян, 1981]. Максимальных мощностей (свыше 500–600 м) отложения комплекса достигают в центральной части прогиба. В прибортовых частях мощность резко сокращается – до первых десятков метров.

Для осадочно-вулканогенного комплекса Агджакендского прогиба характерна антидромная последовательность накопления вулканогенного материала [Абдуллаев, 1963]. В течение коньяка-сантона здесь была сформирована контрастно-дифференцированная липарит-базальтовая серия [Ахундов, 1974; Ахундов и др., 1975] общей мощностью 250–300 м. Выбросы кислого вулканического материала (коньякский век) из вулканических аппаратов центрального типа происходили в субаэральных условиях. Среди продуктов извержений преобладают витро- и кристаллокластические биотитовые туфы, трассы и мелкообломочные туфобрекчии, которые часто ассоциируют в разрезах с осадочными породами (песчаниками, гравелитами, мергелями). Редкие и небольшие по мощности потоки дацитов и липаритов быстро выклиниваются по простиранию, занимая незначительный объем разреза. С началом сантонского века состав продуктов вулканизма резко меняется. В это время извергаются лавы и пирокластолиты базальтового состава. Среди базальтов сантонского возраста различаются два петрохимических типа: нормально щелочные и повышенной щелочности [Ахундов и др., 1975].

Активная вулканическая деятельность в пределах Мартунинского прогиба ограничена сантонским веком. Основными членами вулканогенного разреза прогиба являются мощные серии потоков плагиоклазовых, оливиновых и анальцимовых базальтов, чередующиеся со слоями туфов и туфобрекчий аналогичного состава [Ахундов, 1968]. Широко развиты дайки, некки и силлы комагматичных с ними габбро-диабазов и диабазов. Значительно реже встречаются потоки андезитовых порфиритов. Мощность отложений варьирует в широких пределах (от 20 до 750 м).

Послойное изучение разреза вулканогенной толщи западной части прогиба (район сел. Керт) показало, что вулканы на этом участке подстилается толщей чередования хорошо окатанных крупнообломочных конгломератов, гравелитов, крупно- и среднезернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов турон-коньякского (?) возраста. Видимая мощность толщи достигает 60–70 м. На северной окраине селения, в тальвеге оврага, толща сечется многочисленными параллельными дайковыми телами черных базальтов. Мощность даек колеблется от 0,5 до 7,0 м, составляя в среднем 2–3 м. При субвертикальном падении дайки очень выдержаны по простиранию (аз. пр. 295–300°). Контакты с вмещающими породами четкие, с зонами закалки, толщиной 1–5 см. На каждые сто метров разреза терригенной толщи приходится 10–12 дайковых тел суммарной мощностью 25–30 м.

Выше указанной толщи в стратиграфической последовательности залегают:

	Мощность, м
Серия потоков темно-серых, почти черных базальтов	80
Красновато-серые грубообломочные туфобрекчии с несколькими маломощными горизонтами туфоконгломератов	60
Сиреневато-серые лавобрекчии базальтовых порфиритов	20
Общая мощность разреза 160 м.	

Субвулканическая фация в этом разрезе представлена многочисленными силами базальтов и долеритов (мощность 2–3 м) с хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Часть из них залегает в пределах терригенной толщи основания разреза, основная же масса пронизывает толщу туфобрекчий. Кроме даек, к жерловой фации относится округлое в плане трубообразное тело черных базальтовых порфиритов диаметром около 20 м. Оно обнажено на восточном склоне горы

Арскахан, где прорывает толщу сиреневато-серых лавобрекчий, имея с ними горячие контакты.

Среди базальтов выделяются две основные петрографические разновидности: биотит-пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые. В основном это черные плотные породы, обладающие ясным порфировым обликом. Фенокристы образованы плагиоклазом, клинопироксеном и биотитом. Клинопироксен (авгит) обособлен в виде крупных (до 1-2 см) короткостолбчатых идиоморфных кристаллов бледно-зеленого цвета. ($2V$ около 60° , $c:Ng = 45:48^\circ$). Слабо плеохроирует. Часто имеет зональное строение. Иногда слабо хлоритизирован. Биотит встречается только во вкрапленниках в виде неправильной формы пластинок и чешуек размером 0,1-1,0 мм. Количество его достигает 2-3%. Плагиоклаз (андезин № 39-45) образует редкие кристаллы неправильной формы. Обычно интенсивно соскритизирован. В основной массе, кроме бурого слабо раскристаллизованного стекла, идентифицируются микролиты плагиоклаза (лабрадор № 55-60), моноклинного пироксена и тонко распыленные кристаллики магнетита. Структура основной массы микроклеритовая и палотакситовая. В миндаляках миндалинны заполнены хлоритом и кальцитом.

Химический состав базальтов охарактеризованного разреза приведен в таблице УП.

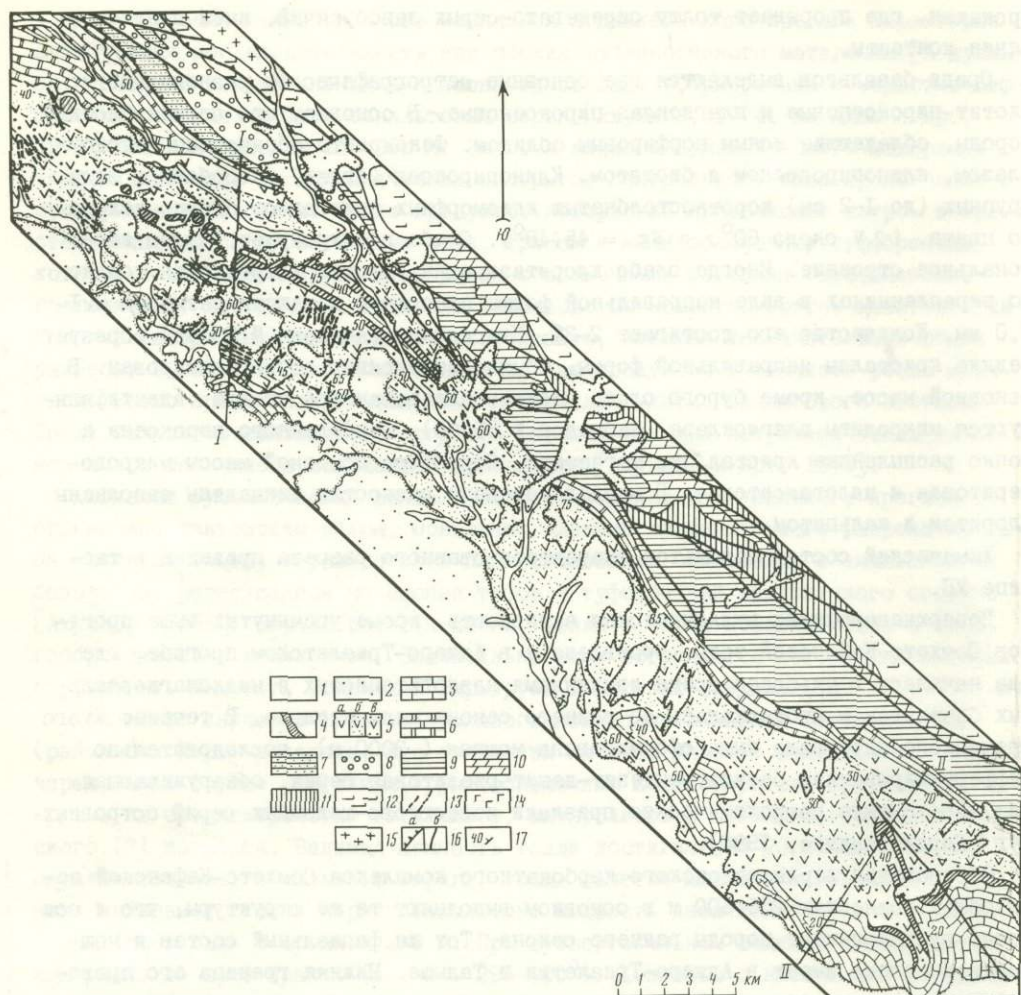
Доверхнесенонская вулканическая активность, кроме упомянутых выше прогибов Сомхето-Кафанской зоны, проявлена и в Аджаро-Триалетском прогибе, где она началась в альбское время излияниями низкотитанистых и низкомагнезиальных базальтов и продолжалась до раннего сенона включительно. В течение этого временного интервала была сформирована мощная (2000 м), последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая серия, обнаруживающая все необходимые петрохимические признаки известково-щелочных серий островных дуг [Лордкипанидзе, 1980].

Образования верхнесенонского карбонатного комплекса Сомхето-Кафанской зоны общей мощностью 200-600 м в основном выполняют те же структуры, что и оса дочно-вулканогенные породы раннего сенона. Тот же фашиальный состав и мощность комплекс имеет в Аджаро-Триалетии и Талыше. Нижняя граница его проводится по подошве отложений кампанского яруса и литологически выражена резкой сменой вулканитов известняками. Верхняя граница проявлена менее отчетливо, и кое-где в состав комплекса может быть включена незначительная по мощности (до 40 м) карбонатная толща дания-палеосена [Сатиан, 1964].

Наиболее однообразными по составу и выдержанными по мощности являются карбонатные толщи маастрихтского возраста, представленные пелитоморфными, органогенно-обломочными, оолитовыми и реже песчанистыми известняками. Известняки кампана обнаруживают большие вариации мощностей (30-500 м) и часто содержат значительную примесь вулканического материала наряду с прослоями туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов и туфопесчаников [Атаева, 1972].

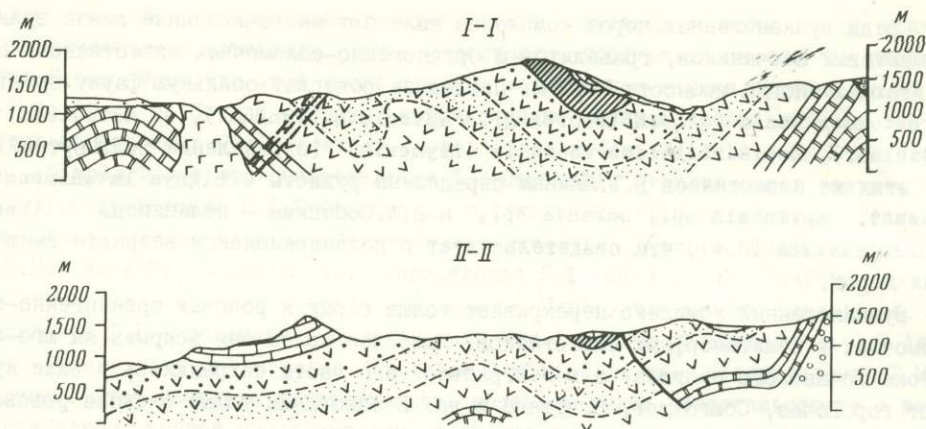
Представление о повсеместном и исключительном развитии на территории Малого Кавказа верхнесенонского комплекса карбонатных отложений общепринято. Однако данные С.Д. Соколова с соавторами [Железняк и др., 1976], а также проведенные исследования показали, что оно ошибочно и связано с недостаточной изученностью ряда структур Сомхето-Кафанской зоны.

Одной из таких структур является Г о ч а з с к и й прогиб, возраст вулканогенного комплекса которого, начиная с работ Л.Н. Леонтьева [1950]



Р и с.17. Геологическая карта Гочазского прогиба. Составлена Ю.В.Карякиным, по Лачинскому антиклинорию использованы материалы Э.Ш.Шихалибеги

I - современные и четвертичные отложения нерасчлененные; 2 - верхний плиоцен, Герпсинская и акеринская свиты; 3-6 - Гочазский прогиб: 3 - верхний мел, маастрихт, известняки пелитоморфные, 4 - то же, известняки органогенно-обломочные, 5 - верхний мел - верхний сенон, вулканогенный комплекс (а - нижняя, б - средняя, в - верхняя толщи), 6 - верхний мел, нижний сенон, пелитоморфные известняки, мергели; 7-12 - Лачинский антиклинорий: 7 - верхний мел, сеноман, известковистые конгломераты, песчаники, аргиллиты, 9 - нижний мел, альб, песчаники, алевролиты, аргиллиты, 10 - верхняя юра, киммеридж и титон, туфы, туфобрекчии, известняки, 11 - верхняя юра, келловей и оксфорд, туфопесчаники, туфы, известняки, мергели, 12 - средняя юра, байос, порфириды, туфы, туфобрекчии; 13 - дайки; 14 - габбро-диабазы; 15 - гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты; 16 - разломы (а - надвиги, б - сбросы, сдвиги); 17 - элементы залегания. I-I, II-II - линии профилей



Р и с. 18. Разрезы к геологической карте Гочазского прогиба
Условные обозначения см. на рис.17

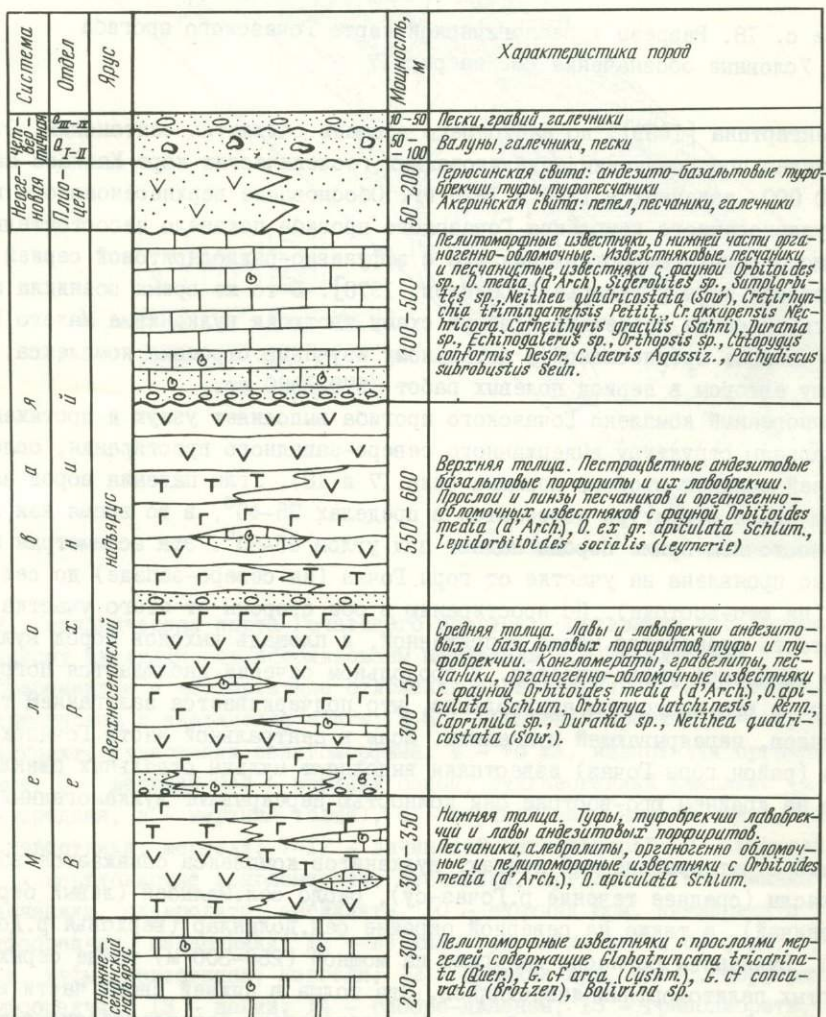
и В.П.Ренгартена [1959], до настоящего времени считается сантонским. Это прекрасно видно при сравнении опубликованных геологических карт Кавказа масштаба 1:500 000, изданных в 1956 и 1976 гг. Обоснование верхнесенонского возраста вулканогенного комплекса Гочазского прогиба показало несостоятельность проводимого обычно сопоставления его с эффузивно-радиоляритовой серией Севано-Акеринской зоны [Григорьев, Соколов, 1978]. В то же время возникла необходимость внесения корректив в общую схему эволюции вулканизма Малого Кавказа. Это явилось предпосылкой к детальному изучению строения комплекса, проведенному автором в период полевых работ 1979–1980 гг.

Вулканогенный комплекс Гочазского прогиба выполняет узкую и протяженную синклиналичную структуру выдержанного северо-западного простирания, осложненную серией складок второго порядка (рис.17 и 18). Углы падения пород на юго-западном крыле структуры колеблются в пределах $35-40^{\circ}$, в то время как на северо-восточном крыле породы падают под углом $65-85^{\circ}$. Эта асимметрия наиболее четко проявлена на участке от горы Гочаз (на северо-западе) до сел.Фараджан (на юго-востоке). По простиранию в обе стороны от этого участка складчатость становится менее напряженной, и площадь выходов пород вулканогенного комплекса увеличивается. В продольном сечении наблюдается погружение структуры в юго-восточном направлении, что подчеркивается залеганием толщи известняков, перекрывающей вулканиты. Если в центральной части Гочазского прогиба (район гор Гочаз) известняки выполняют мульды отдельных синклиналей, то на крайнем юго-востоке они полностью перекрывают вулканогенный комплекс.

Нижний стратиграфический контакт вулканитов комплекса обнажается вблизи сел.Алхаслы (среднее течение р.Гочаз-су), около сел.Малыбей (левый берег р.Минкендчай), а также на северной окраине сел.Доланлар (верховья р.Доланларчай). Вулканиты согласно залегают на мощной (250–300 м) толще серых тонкослоистых пелитоморфных известняков. Эта толща в нижней своей части имеет сантонский возраст, а в верхней ее части обнаружены фаунистические остатки верхнего сенона [Железняк и др., 1976].

Среди вулканогенных пород комплекса залегают многочисленные линзы вулканомиктовых песчаников, гравелитов и органогенно-обломочных известняков, достигающих иногда мощности 7-10 м. Последние содержат обильную фауну орбитод *Orbitoides media* (d'Arch.), *O. ex gr. apiculata* (Schlum.), *O. apiculata* (Schlum.), *Lepidorbitoides socialis* (Leuerner) (определение Е.Л.Портной). Из этих же известняков Б.Т.Яниным определены рудисты *Orbiguysa latchinensis* (Renn), *Capriniela* sp., *Durania* sp., а В.А.Собоцким - пелециподы *Neithea quadricostata* (Sow), что свидетельствует о позднеэоценовом возрасте вмещающих пород.

Вулканогенный комплекс перекрывает толща серых и розовых органогенно-обломочных и пелитоморфных известняков. Наиболее полно они вскрыты на юго-востоке Гочазского прогиба, а в центральной его части сохранились в виде куэст гор Гочаз, Сохгбулаг, Ягартене и др. В основании толща сложена розовыми



Р и с.19. Сводный стратиграфический разрез Гочазского прогиба

органогенно-обломочными известняками, часто содержащими значительную примесь вулканомиктового материала. Такие известняки, собственно, и слагают разрез горы Гочаз. Мощность этой части разреза известняков весьма изменчива: от 5-7 до 30-40 м. Отсюда собраны многочисленные фаунистические остатки, из которых определены: *Orbitoides* sp., *Orbitoides media* (d'Arch), *Siderolites* sp., *Simplorbites* sp. (определение Е.Л.Портной), *Neithea quadricostata* (Sow) (определение В.А.Собенко), *Gretirhynchia tringhamensis* (Pettit), *Cr. akkupensis* Nechricova, *Carneithyris gracilis* (Sahni) (определение Н.И.Нехриковой), *Durania* sp. (определение Б.Т.Янина), *Echinogalerus* sp., *Orthopsis* sp., *Catopygus conformis* Desor., *Catopygus laevis* Agassiz, (определение Л.Г.Эндельмана), *Gryphaca* cf. *vesicularis* (определение О.Б.Алиева), *Pachydiscus subrobustus* Seunes, *Beleminitella* sp. (определение Т.М.Белана). Этот комплекс фаунистических остатков также свидетельствует о верхнесенонском, точнее маастрихтском, возрасте вмещающих известняков.

Таким образом, полученные данные позволяют однозначно ограничить время формирования вулканогенного разреза комплекса верхним сеноном. Сводный стратиграфический разрез приведен на рис. 19.

Фашиальный состав продуктов вулканической деятельности Гочазского прогиба достаточно разнообразен. При детальном картировании выявлены эффузивная, эксплозивная, жерловая и субвулканическая фации.

Эффузивная фация прогиба составляет наибольшую по объему часть вулканогенного разреза. Она представлена протяженными (до первых километров) потоками лав и лавобрекчий базальтового, андезито-базальтового, андезитового и редко дацитового составов. Преобладают лавобрекчии, которые, перемежаясь в разрезе с лавовыми потоками, образуют структуру "слоеного пирога". Мощность отдельных потоков меняется от одного до нескольких десятков метров, составляя в среднем 2-5 м. Одним из наиболее характерных разрезов пород эффузивной фации является разрез по линии сел. Гюсюлу - гора Гочаз (левобережье р. Мьянкендчай). Здесь выше толщи туфобрекчий, пронизанной многочисленными дайковыми телами серых и зеленовато-серых андезитовых порфиритов и горизонта осадочных пород, залегают:

	Мощность, м
Лавобрекчии серых андезитовых порфиритов	10
Поток серых скрытокристаллических андезитовых порфиритов	4
Толща агломератовых лавобрекчий серых и сиренево-серых андезитовых порфиритов	55
Поток миндалекаменных базальтовых порфиритов	3
Поток серых андезитовых порфиритов	3
Поток миндалекаменных базальтовых порфиритов	20
Серия потоков серых, красновато-серых и сиренево-серых андезитовых порфиритов	35
Толща серых и темно-серых лавобрекчий андезито-базальтов	60
Поток черных базальтовых порфиритов	8
Толща сиренево-серых лавобрекчий андезитовых порфиритов	45
Серия потоков темно-серых базальтовых порфиритов	17
Толща агломератовых лавобрекчий	45

Поток серых андезитовых порфиритов с крупными вкраплениями измененных плагиоклазов	I8
Поток сиренево-серых андезитовых порфиритов	I5
Переслаивание агломератовых лавобрекчий серых андезитовых порфиритов с маломощными потоками андезитовых порфиритов	I25

Разрез перекрывается двадцатиметровой пачкой грязно-серых вулканомиктовых песчаников и гравелитов с горизонтом хорошо окатанных конгломератов в основании.

Эксплозивная фация Гочазского прогиба представлена достигающими иногда мощности десятков метров толщами туфобрекчий и туфов, при явном преобладании первых. Породы данной фации распределены в разрезе крайне неравномерно. Наибольшей мощности они достигают в основании толщ, сложенных эффузивной фацией, как это установлено на левобережье р. Минкендчай, в пределах полосы выходов от селения Гюсюлу до селения Кылычлы. Здесь толща чередующихся туфов и туфобрекчий достигает мощности 130 м. В основании ее преобладают темно-серые с фиолетовым и красноватым оттенками туфы, часто с хорошо выраженной ритмичной слоистостью и псевдошаровой отдельностью. По простиранию в туфогенной пачке появляются линзы туфопесчаников и туфогравелитов, которые иногда содержат большую примесь карбонатного материала. Выше по разрезу ритмичность исчезает. Появляются отдельные маломощные прослои туфобрекчий, которые, постепенно вытесняя туфы, формируют мощную (свыше 60 м) толщу туфобрекчий. На всем протяжении толща прорвана многочисленными дайками андезитовых и базальтовых порфиритов. Породы эксплозивной фации залегают также внутри толщ пород эффузивной фации, замещая последние по простиранию. В этих случаях они имеют незначительную мощность и быстро выклиниваются.

К образованиям жерловой фации относятся многочисленные дайковые тела андезитовых и базальтовых порфиритов, пронизывающие вулканогенные толщи Гочазского прогиба на всех стратиграфических уровнях. Дайки секут также и подстилающую вулканическую толщу пелитоморфных известняков (район сел. Мальбей). Средняя мощность их составляет 2-5 м, с вариациями от 0,5 до 30 м. Приконтактные изменения выражены слабо и представлены тонкими (1-2 см) зонами закалки. Максимальное количество даек отмечается в нижней части разреза и кверху постепенно уменьшается. В подавляющем большинстве случаев простирание даек конформно простиранию вулканогенных толщ, но падение обратное. Углы падения крутые - от 60-70° до субвертикальных. Наиболее насыщена ими центральная часть прогиба - междуречье Гочаз-су и Минкендчая. В этом районе четко видна параллельная система даек, которая прослеживается на значительное расстояние. Около сел. Султанкенд серия параллельных даек сечет толщу туфобрекчий, при этом на каждые 100 метров разреза в среднем приходится до двадцати даек мощностью 1-6 м. Наряду с такими дайками в незначительном количестве присутствуют также и дайки, расположенные вкрест простирания пород.

Подавляющее количество дайковых тел представляют собой моногенные жерловые фации одноактного излияния лавового материала на поверхность, после чего они, по-видимому, перестали служить подводными каналами. Новые порции расплава поднимались уже по новым системам трещин. Вместе с тем одно дайкообразное тело многоактного излияния найдено в водораздельной части рек Акерачай и Минкендчай, в двух километрах к северо-западу от сел. Кызылджа. Здесь

оно сечет вкрест простирания мощную толщу агломератовых лавобрекчий и непосредственно переходит в поток андезитовых порфиритов. В строении этой дайки участвуют три разновидности пород: монолитные скрытокристаллические серые андезитовые порфириты, располагающиеся вдоль контактов с вмещающими породами, крупнопорфирные андезитовые порфириты, а также их лавобрекчии. Последние приурочены к центральной части дайки.

Несомненно, некоторая часть даек базальтовых порфиритов должна быть отнесена к субвулканической фации, к которой относятся многочисленные силлы черных базальтовых порфиритов и долеритов. Силлы обычно располагаются вдоль границ отдельных потоков, имеют в кровле и подошве четкие зоны закалки и часто хорошо проявленную столбчатую отдельность. По простиранию они прослеживаются на первые десятки, иногда сотни метров, при мощности от I до 10 м. В редких случаях удается наблюдать силлы вместе с подводящим каналом — дайкой.

Установлено по крайней мере два перерыва вулканической деятельности. фиксируемые мощными (более 40 м), регионально распространенными горизонтами вулканомиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников, фациально замещающих друг друга по простиранию. Часто в этих горизонтах присутствуют линзы органично-обломочных известняков. Такое строение вулканогенного комплекса Гочазского прогиба позволило выделить в его составе три толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю, которые незначительно отличаются внешним обликом и деталями внутреннего строения (см. рис. I7-I9).

Нижняя толща согласно залегает на толще серых и темно-серых пелитоморфных известняков. В составе ее преобладают потоки лав и лавобрекчий андезитовых и базальтовых порфиритов, пронизанные многочисленными параллельными дайками черных базальтов и зеленовато-серых скрытокристаллических андезитов. Потоки чередуются с горизонтами вулканогенно-обломочных пород, количество которых в целом значительно больше, чем в других частях разреза прогиба. Отличительной особенностью толщи является присутствие в ней многочисленных прослоев и линз осадочных пород, представленных вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами и органично-обломочными известняками. Одним из наиболее представительных разрезов толщи является разрез на левом берегу р. Доланларчай, около северной окраины сел. Доланлар. Здесь выше серых тонкоплитчатых пелитоморфных известняков залегают:

	Мощность, м
Серые песчаные известняки	2
Зеленовато-серые туфобрекчии	15
Серые и зеленовато-серые тонкослоистые туфы	35
Темно-серые мидалекаменные базальтовые порфириты.	40
Зеленовато-серые грубослоистые туфы	15
Сиренево-серые крупнопорфирные андезиты	18
Темно-серые песчаные известняки	8
Серия потоков серых андезитовых порфиритов	60
Серые пелитоморфные известняки	6
Лавобрекчии сиренево-серых андезитовых порфиритов.	45
Глибовые туфобрекчии	15
Розовато-серые органично-обломочные известняки с большой примесью терригенного материала	3
Мелкообломочные туфобрекчии	38

Выше следует четырехметровая пачка вулканомиктовых гравелитов и песчаников, по подошве которой проведена верхняя граница описанной толщи. Общая мощность нижней толщи 300–350 м.

Средняя толща, мощностью 500–550 м, сложена в основном породами эффузивной фации. Наиболее характерный разрез ее приведен на с. 37. Пирокластические породы тяготеют к нижней и верхней частям фации и лишь незначительно развиты в средней. Толща пронизана многочисленными дайками андезитовых и базальтовых порфиритов, количество которых в целом меньше, чем в нижней толще. Большое значение в ее строении приобретают силлы черных долеритов. Довольно часто встречаются, хотя и занимают незначительный объем, осадочные породы. В основном это быстровыклинивающиеся по простиранию прослой и линзы вулканомиктовых конгломератов, песчаников и органогенно-обломочных известняков. По простиранию такие линзы прослеживаются на расстояние в первые десятки метров при средней мощности 1–2 м.

Верхняя толща залегает на средней без видимого углового несогласия. В основании ее расположен горизонт осадочных пород, представленный вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами. Мощность его в среднем 10–20 м. В строении толщи участвуют преимущественно породы эффузивной фации. Отдельные потоки массивных андезитовых порфиритов достигают мощности 100–120 м и прослеживаются на расстояние до 7–8 км. Количество даек и силлов резко снижено, хотя встречаются дайки мощностью 30–40 м. Много даек, секущих толщу вкрест ее простирания. Линзы и прослой осадочных пород присутствуют крайне редко, имеют незначительную мощность и сложены исключительно терригенным осадочным материалом плохой окатанности. Известняки практически отсутствуют и появляются только в самых верхних частях разреза, в непосредственной близости к контакту с вычележащей известняковой толщей. Отличительным картировочным признаком верхней толщи является характерное для слагающих ее пород сочетание буровато-красной, фиолетовой и черной окрасок, в то время как в нижележащих толщах господствуют серые и зеленовато-серые тона. Общая мощность толщи 550–600 м.

Петрографический состав пород, слагающих позднеэоценовый вулканогенный комплекс Гочазского прогиба, не отличается большим разнообразием. Породы эффузивной фации представлены преимущественно андезитовыми и базальтовыми порфиритами. Среди даек жерлового фации незначительно преобладают андезитовые порфириты. Силлы сложены исключительно базальтовыми порфиритами и долеритами.

Базальтовые порфириты – темно-серые, иногда почти черные, массивные, крепкие породы, часто обладающие миндалекаменной текстурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном и базальтической роговой обманкой. Размер порфировых выделений этих минералов сильно варьирует в различных потоках – от 0,2 до 3,0 мм. Плагиоклаз группы андезин-лабрадор образует широкотаблитчатые, часто полисинтетически сдвойникованные кристаллы правильной формы. В отдельных случаях встречены плагиоклазовые вкрапленники зонального строения с альбитовой оторочкой по периферии зерен. Моноклинный пироксен (авгит) имеет относительно свежий облик. В роговообманковых базальтах вкрапленники представлены исключительно плагиоклазом и базальтической роговой обманкой. Последняя образует темно-коричневые, удлиненные кристаллы часто неправильной формы, окруженные опалитовой каймой. В наиболее свежих кристаллах наблюдается совершенная спайность под углом 56° и резкий плеохроизм. Угол угасания колеблется в пределах $5-12^{\circ}$. К наиболее редко встречающейся

петрографической разновидности относятся оливиновые базальтовые порфириды. Оливин во вкрапленниках образует кородированные кристаллы, часто практически начело серпентинизированные.

Структура основной массы микродолеритовая и пилотакситовая, редко, интерсертальная. Преобладают микролиты плагиоклаза №60–65 и моноклинного пироксена. Очень редко присутствует базальтическая роговая обманка. В большом количестве представлены мелкие зерна магнетита. Стекло непрозрачное, бурого цвета.

В мицеллекарбонатных разностях мицеллы заполнены кальцитом. Реже встречается хлорит, который чаще всего образует оторочки по периферии мицелл.

Долериты – черные, плотные, массивные, хорошо раскристаллизованные породы свежего облика. Кроме редких порфировых выделений плагиоклаза, в них присутствуют вкрапленники гиперстена. Последний образует удлиненные таблитчатые кристаллы с современной спайностью, прямым погасанием и четко выраженным плеохроизмом ($2V = -70 \div 80^\circ$). В основной массе, имеющей долеритовую структуру, гиперстен отсутствует. В ней преобладают крупные микролиты плагиоклаза (лабрадор № 50–65) и клинопироксена.

Среди андезитовых порфиров различаются роговообманковые, гиперстенные и двупироксеновые. Это серые и зеленовато-серые, плотные породы порфирового сложения. Под микроскопом основная масса имеет гиалопалитовую, реже пилотакситовую структуру и сложена микролитами плагиоклаза (андезин № 35–50) и моноклинного пироксена. Менее распространены гиперстен и базальтическая роговая обманка. Как правило в основной массе встречаются многочисленные мелкие зерна магнетита, а в измененных образцах – тонко распыленный гематит. Стекло сильно разложено, серовато-бурого цвета.

Зональный плагиоклаз во вкрапленниках соответствует олигоклазу–андезину № 25–40. Он всегда в большей или меньшей степени соскритизирован. Фенокристы базальтической роговой обманки обычно окружены широкой опапитовой каймой или полностью опапитизированы. Гиперстен также редко встречается неизменным, чаще всего по нему развиваются хлорит и кальцит. Моноклинный пироксен представлен светло-зеленым авгитом, оптически положительным с $2V = 60^\circ$.

Среди вторичных изменений эффузивов Гочазского прогиба наиболее отчетливо проявлены карбонатизация и хлоритизация практически всего разреза, а также гематитизация пород верхней его части.

Таким образом, на основании изложенного материала можно говорить о том, что в позднеэоценовое время на юго-восточной окраине Сомхето–Кафанской зоны возникла линейная зона растяжения (Гочазский прогиб). Растягивающие усилия выразились в образовании системы параллельных даек и сопровождались активной вулканической деятельностью, приведшей к формированию мощного (около 1500 м) вулканогенного комплекса. Извержения происходили в мелководно-морской обстановке, которая сохранялась на протяжении всего периода активной вулканической деятельности (компенсированное прогибание). Лишь в заключительную стадию (верхняя вулканогенная толща) они протекали в субэаральных условиях. Особенностью строения комплекса является отсутствие упорядоченного изменения состава продуктов вулканической деятельности во времени – лавовые потоки основного и среднего составов сменяют друг друга в разрезе незакономерно.

Интересно отметить, что кроме Гочазского прогиба разновозрастная вулканическая деятельность проявилась в пределах так называемой Алджалинской мульды

[Григорьев, Соколов, 1978], а также в Гадрутском прогибе. В первой породе верхнесенонского вулканогенного комплекса трансгрессивно с редким угловым несогласием залегают на офиолитах юго-восточного окончания Севано-Акеринской зоны, во втором они также трансгрессивно располагаются на толще флишеидного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов альбского возраста.

Фрагмент разреза вулканогенного комплекса Гадрутского прогиба обнажен в районе сел.Кемракуч. Здесь на альбской флишеидной толще с угловым несогласием залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
Мелкообломочные зеленовато-серые туфобрекчии	30
Серые кристаллокластические туфы	40
Серия потоков сиренево-серых базальтовых порфиритов	70
Агломератовые лавобрекчии	15
Поток сиренево-серых андезитов-базальтовых порфиритов	15
Агломератовые лавобрекчии	5
Зеленовато-серые туфобрекчии	10
Сиренево-серые андезитовые порфириты	50
Общая мощность этого разреза составляет 235 м.	

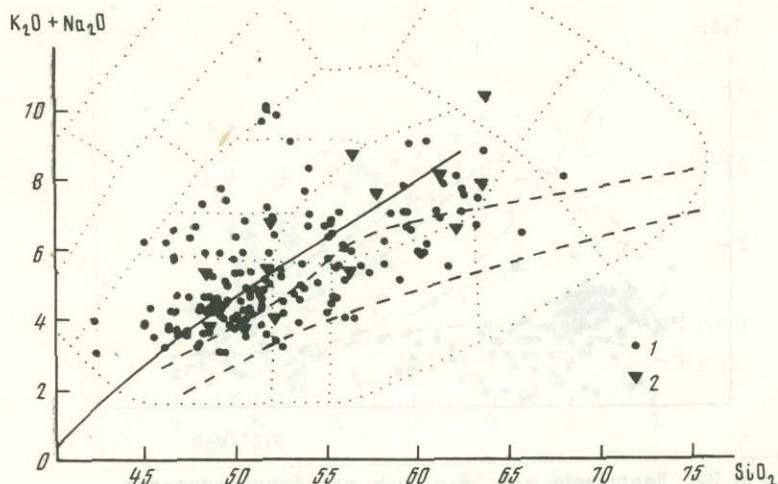
Вулканиды и подстилающая их терригенно-осадочная толща рассечены многочисленными силлами и дайками базальтов и андезитов. Мощность их колеблется в широких пределах - от 1 до 30 м.

Внешнее сходство строения разрезов позднесенонских вулканогенных комплексов Гочазского и Гадрутского прогибов подчеркивается сходством химического состава вулканидов, о чем подробно будет сказано ниже.

В плане наложенные прогибы, выполненные верхнесенонскими вулканидами, располагаются кулисообразно, под острым углом к простиранию основных структур Сомхето-Кафанской зоны, разделяя ее на две подзоны - Сомхето-Карабахскую и Кафанскую. Следует подчеркнуть, что такую же ориентировку имеют многочисленные узкие и протяженные блоки пород среднеюрско-раннемеловых геологических комплексов, на которые расчленена прилегающая часть Сомхето-Карабахской подзоны. Блоки имеют чечевичеобразную форму и ограничены разломами. Наиболее крупные из них - Лачинский*, Замзурский и Старотагский. Как сами блоки, так и диагональные складки высоких порядков в их пределах, расположены кулисообразно друг по отношению к другу. Большинство разломов являются правосторонними сдвигами и взбросо-сдвигами.

Сказанное дает основание выдвинуть в качестве рабочей гипотезы предположение о том, что позднесенонский вулканизм юго-восточной части Сомхето-Кафанской* зоны обусловлен локально проявленными тектоническими движениями (сочетание правосторонних подвижек с субширотным растяжением), которые привели к отрыву от нее Кафанской подзоны и перемещению последней в западной направлении.

Представительные данные, которые могут быть использованы для характеристики химизма раннесенонских вулканидов Сомхето-Кафанской зоны, имеются по Иджеванскому (Казахскому) и Мартунинскому прогибам. Для первого составлена сводная выборка опубликованных анализов [Абдуллаев, 1963; Абовян и др., 1962; Аскеров, 1968; Геология Армянской ССР, т.4, 1970; Мнапаканян, 1981]; для второго - выборка собственных анализов разреза сел.Керт (табл.УП).



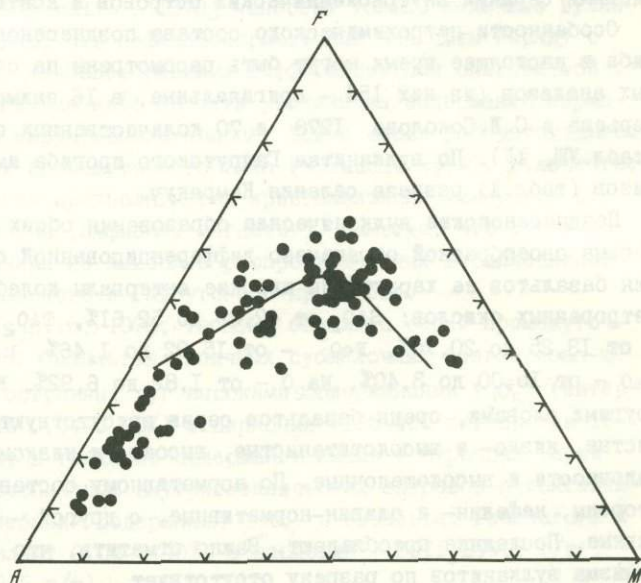
Р и с. 20. Диаграмма $(K_2O+Na_2O)-SiO_2$ для раннесеновских вулканитов Мартунинского и Иджеванского прогибов

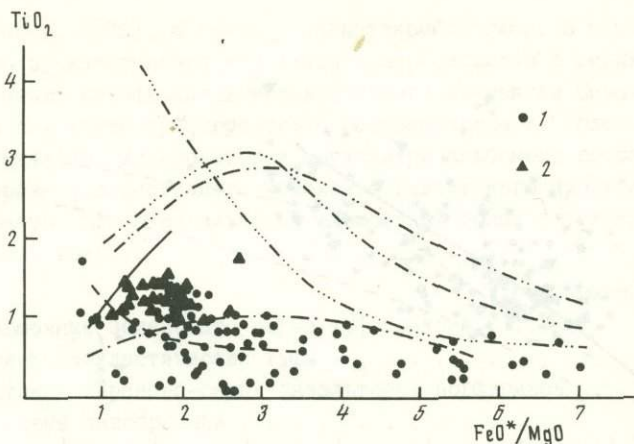
1 - базальты Мартунинского прогиба; 2 - вулканиты Иджеванского прогиба. Остальные условные обозначения см. на рис.4

Раннесеновские вулканиты Иджеванского (Казахского) прогиба образуют дробно дифференцированную базальт-андезит-дацит-риолитовую (известково-щелочную) серию. При прочих сходных петрохимических параметрах (сравним рис. 13 и 20, 14 и 21, 16 и 22) она отличается от среднеюрско-раннемеловой более высокой суммарной щелочностью и по классификации Куно может быть отнесена к высокоглиноземистым сериям островных дуг.

Одновозрастные вулканиты Мартунинского прогиба формируют слабо дифференцированную ($SiO_2 = 40,06 \pm 49,82\%$) щелочную базальт-трахибазальтовую серию

Р и с. 21. Диаграмма АФМ для раннесеновских вулканитов Иджеванского прогиба





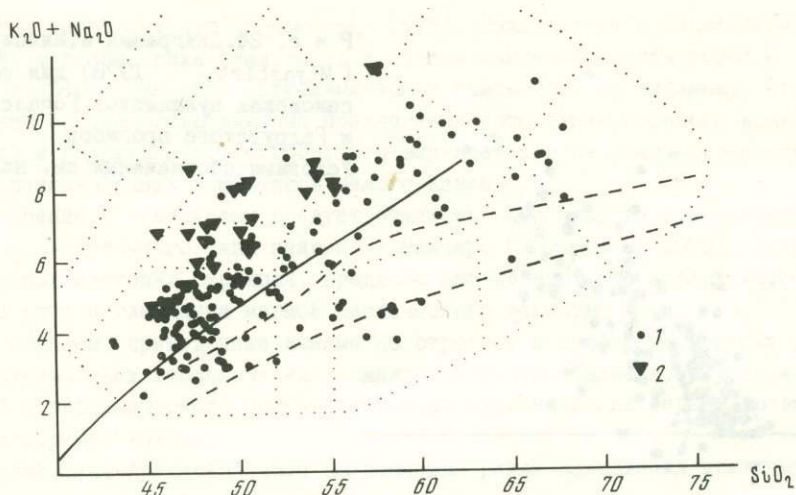
Р и с.22. Диаграмма TiO_2-FeO^*/MgO для раннесенонских вулканитов Иджеванского и Мартунинского прогибов

Вулканиты: 1 - Иджеванского прогиба, 2 - Мартунинского прогиба. Остальные условные обозначения см. на рис. 7

(рис.20). За редким исключением в нормативном составе базальтов присутствуют оливин и нефелин. Количество последнего иногда приближается к 10%, часть образцов содержит нормативный лейцит (до 8%) и может быть отнесена к лейцитовой базанит-тефритовой серии. В целом для раннесенонских мартунинских базальтов характерны довольно высокие содержания TiO_2 (от 0,92 до 1,72%; среднее 1,22%), преобладание в подавляющем большинстве случаев K_2O над Na_2O (отношение K_2O/Na_2O достигает величины 3,23), а также высокие концентрации P_2O_5 (0,32-0,81%). Это позволяет сопоставлять данную серию со щелочными калиевыми сериями внутриокеанических островов и континентальных рифтов.

Особенности петрохимического состава позднесенонских лав Гочазского прогиба в настоящее время могут быть рассмотрены на основе 170 полных силикатных анализов (из них 154 - оригинальные, а 16 заимствованы из работы В.Н.Григорьева и С.Д.Соколова 1978 и 70 количественных спектральных анализов (табл.УШ, IX). По вулканитам Гадрутского прогиба имеется выборка из 15 анализов (табл.Х) разреза селения Кемракуч.

Позднесенонские вулканические образования обоих прогибов представлены весьма своеобразной ограничено дифференцированной сложнопостроенной серией. Для базальтов ее характерны широкие интервалы колебаний содержания основных петрогенных окислов: SiO_2 от 42,29 до 52,61%, TiO_2 - от 0,67 до 2,32%, Al_2O_3 - от 13,25 до 20,70%, FeO^* - от 15,92 до 1,46%, MgO - от 8,45 до 1,38%, CaO - от 15,00 до 3,40%, Na_2O - от 1,82 до 6,92%, K_2O - от 0,27 до 3,74%. Другими словами, среди базальтов серии присутствуют низко- и высокоглиноземистые, низко- и высокотитанистые, высоко- и низкомагнезиальные, нормальной щелочности и высокощелочные. По нормативному составу выделяются, с одной стороны, нефелин- и оливин-нормативные, с другой - гиперстен- и кварц-нормативные. Последние преобладают. Важно отметить, что закономерное изменение химизма вулканитов по разрезу отсутствует.



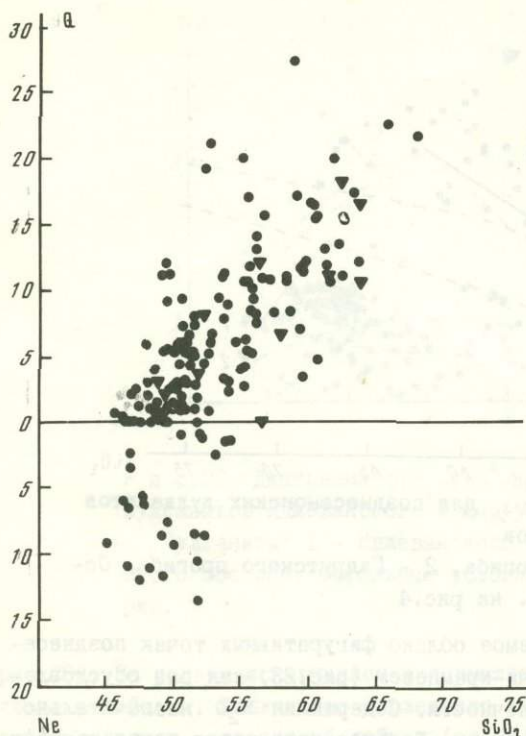
Р и с. 23. Диаграмма $(K_2O+Na_2O)SiO_2$ для позднесенонских вулканитов Гочазского и Гадрутского прогибов

Вулканиты: 1 - Гочазского прогиба, 2 - Гадрутского прогиба. Остальные условные обозначения см. на рис.4

Расплывчатое, трудно идентифицируемое облако фигуративных точек позднесенонских вулканитов на диаграмме щелочи-кремнезем (рис.23) как раз обусловлено сильными вариациями в их общей щелочности. Содержания K_2O незначительно превышают Na_2O только в единичных анализах. Большое количество точек концентрируется в области щелочных вулканических серий, и лишь незначительная часть расположилась в поле высокоглиноземистых. При анализе упомянутой диаграммы создается впечатление, что в составе серии объединены породы двух трендов дифференциации. Один из них представлен рядом щелочной оливин-базальт-гавайит-муджирит, другой - рядом базальт-трахибазальт-трахиандезит.

На диаграмме А.Миясиро [Miyashiro, 1978] нанесены только щелочные вулканиты (рис.24). Отчетливо видно, что нефелин-нормативные базальты наряду с оливин-нормативными являются наиболее ранними дифференциатами описываемой серии. Последующая дифференциация идет по пути увеличения содержания нормативного гиперстена, а затем нормативного кварца. Такие серии рассматриваются А.Миясиро как щелочные серии промежуточного типа (straddle type). В качестве возможной причины их появления предполагается кристаллизация минералов с низкими содержаниями кремнезема (амфибол, магнетит). Заметим, что и тот и другой минералы являются одними из наиболее распространенных вкрапленников в позднесенонских лавах Гочазского и Гадрутского прогибов.

По данным А.Миясиро [Miyashiro, 1978, табл.2] базальты серий промежуточного типа резко отличаются от базальтов типичных субщелочных (известково-щелочных и толеитовых) серий островных дуг высокими содержаниями P_2O_5 (интервал колебаний 0-1,42% против 0,04-0,09%) и циркония (125-400 г/т против 10-80 г/т). По этим параметрам, а также по содержанию бария и стронция серии близки типичным щелочным ассоциациям внутриокеанических островов и континентальных рифтов. Пределы колебаний содержания P_2O_5 в базальтах Гочазского и Гадрутского прогибов составляют 0,04-0,40%, а циркония - 80,1-259,0 г/т (среднее по 46 пробам - 139,5 г/т).



Р и с. 24. Диаграмма А.Мияширо (Miyashiro, 1978) для поздне-сенонских вулканитов Гочазского и Гадрутского прогибов. Условные обозначения см. на рис.23

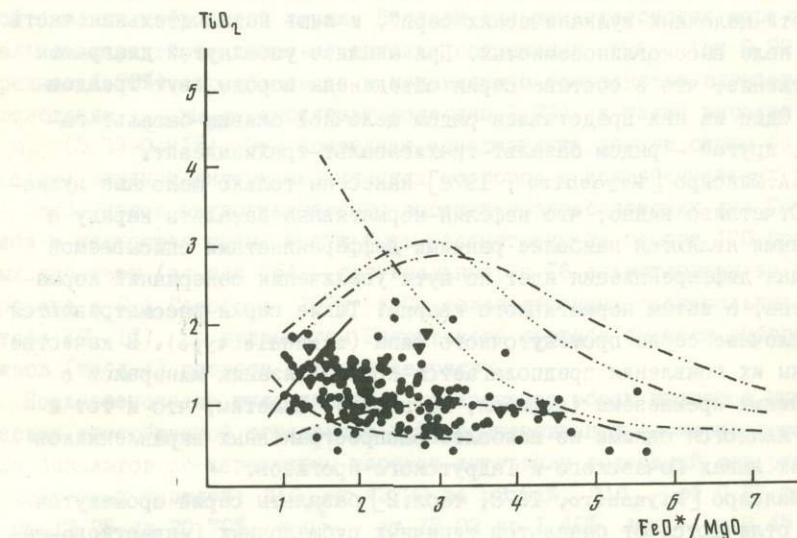


Рис. 25

Сравнение с данными Д.Пирса и Д.Канна [Pearce, Cann, 1973, табл. I] показало, что по содержанию иттрия и ниобия (табл. IX) позднеценонские базальты сопоставимы скорее с базальтами океанических островов и континентальных рифтов, нежели с базальтами островных дуг.

В то же время, на диаграмме TiO_2-FeO^*/MgO описываемая вулканическая серия показывает монотонное уменьшение TiO_2 с ходом фракционной кристаллизации (рис. 25), что является типичным признаком известково-щелочных ассоциаций

современных островных дуг [Miyashiro, 1975]. Сближает ее с последними также и высокая, в целом, глиноземистость и низкая магнезиальность пород.

Такая конвергенция ряда петрохимических признаков, по-видимому, является характерной особенностью химизма позднеэоценового вулканогенного комплекса Гочазского и Гадрутского прогибов, что выделяет его на фоне охарактеризованных выше вулканогенных комплексов Малого Кавказа.

В дополнение к сказанному следует отметить, что природа вулканических ассоциаций промежуточного типа неясна. А. Мияширо [Miyashiro, 1978], основываясь на данных изотопии стронция, предполагает образование кислых дифференциатов за счет ассимиляции магмой силикатического вещества коры.

Таким образом, приведенные данные по строению и пространственному размещению верхнемеловых геологических комплексов Малого Кавказа, с учетом особенностей петрохимического состава основных вулканических серий, позволяют сделать следующие выводы:

- в пределах Южно-Армянской зоны сохраняется режим накопления исключительно осадочных геологических комплексов;
- в области развития коры океанического типа (Мезотетис) произошла два важных тектонических события. Первое - интенсивная деформация (скупивание) пород меланократового фундамента и последующее образование на нем в альб-сеноманское время структур типа энсиматических островных дуг и внутриокеанических островов. Второе - обдукция океанической коры вместе с фрагментами этих структур на пассивную окраину (Вединская зона) и на палеоостровную дугу (Севано-Акеринская зона) в промежутке времени между ранним и поздним коньяком;
- состав и строение геологических комплексов палеоостровной дуги (Сомхето-Кафанская зона) существенно изменились. Фронт вулканической активности переместился в направлении к приокрайно-морской части дуги. В раннем-позднем сеноне здесь формировались известково-щелочные островодужные вулканические серии (Аджаро-Триалетский, Болнисский, Иджеванский, Аджакендский прогибы). В юго-восточной части ее (Аджакендский и Мартунинский прогибы) вулканогенные комплексы сантонского возраста представлены сериями щелочных базальтов, образованных в обстановке растяжения;
- в позднем сеноне существовавшая ранее зональность распределения геологических комплексов полностью исчезает. Практически на всей территории Малого Кавказа в это время накапливается литологически однообразный комплекс карбонатных отложений. Только на крайнем юго-востоке Сомхето-Кафанской структурно-формационной зоны возникает серия наложенных прогибов (Гочазский, Гадрутский, Алджалинский), в которых формируется своеобразная серия щелочных и известково-щелочных вулкаников. Эти прогибы, видимо, маркируют область проявления сдвиговых дислокаций, в результате которых единая Сомхето-Кафанская зона была расчленена на две подзоны: Сомхето-Карабахскую и Кафанскую.

Палеоэоцено-среднеолигоэоценовые геологические комплексы

Геологическими комплексами палеоэоценового возраста на территории Малого Кавказа выполнен ряд структурно-формационных зон, которые, по существу, представляют собой узкие протяженные прогибы северо-западного и субширотного простирания (см. рис. I). Нивелируя зональность в распределении предшествующих геологических комплексов, прогибы (зоны) наложены на все образованные ранее структурно-формационные зоны.

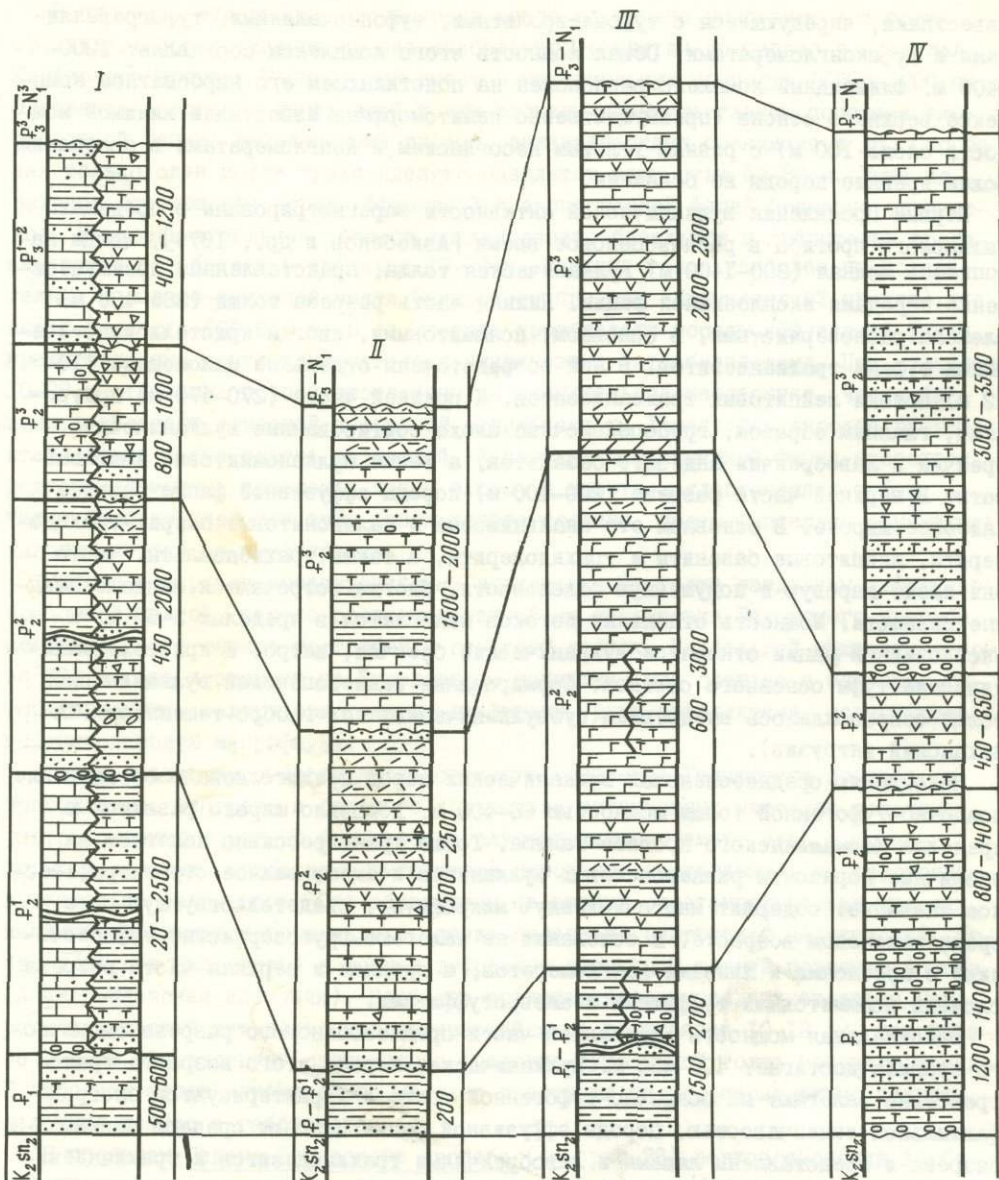
В Аджаро-Триалетском прогибе (рис.26) эоценовые вулканы подстилаются флишодным комплексом палеоцена-раннего эоцена, трансгрессивно залегающим, в свою очередь, на карбонатном комплексе позднего сенаона [Геология СССР. Т.10, 1964].

Терригенный флишодный комплекс в верхней своей части содержит многочисленные прослои туфопесчаников, туфов и туфобрекчий. Наибольшей мощности (свыше 2000 м) он достигает в восточной части зоны (район Тбилиси). К западу количество вулканогенного материала заметно возрастает и на крайнем западе, в пределах Аджарии, он, по-видимому, фашиально замещается вулканогенными породами.

Эоценовый вулканогенный комплекс Аджаро-Триалетии расчленен на пять свит [Адамия и др., 1974]. Возраст нижней из них, перангской, условно считается палеоцен-среднеэоценовым. В ее составе преобладают грубообломочные толсто-слоистые или массивные туфобрекчии при подчиненном количестве потоков роговообманковых и оливковых базальтов. Мощность свиты достигает 1500 м. Согласно залегающая выше нагваревская свита сложена преимущественно вулканогенно-обломочными и вулканогенными породами пестрого состава. Среди них выделяются субщелочные и высокоглиноземистые базальты, трахиандезиты, андезиты и делениты, которые чередуются в разрезах с туффитами, мергелями и аргиллитами. Мощность свиты достигает 750 м. Чидальская свита, также среднеэоценового возраста, согласно залегает на нагваревской. В ее строении участвуют, в основном, роговообманковые и субщелочные базальты, которым подчинены трахиандезиты, известково-щелочные базальты и андезиты. Максимальная мощность свиты около 2000 м. В восточном направлении фашиальный облик среднеэоценового комплекса меняется: постепенно (?) увеличивается количество вулканогенно-осадочных пород. На крайнем востоке Аджаро-Триалетии он представлен туфогенно-терригенными отложениями (туфы и аргиллиты с прослоями мергелей) мощностью около 600 м. Позднеэоценовая адигенская свита (мощность 300-800 м) согласно сменяет в разрезе чидальскую. Наибольшим распространением в ней пользуются вулканогенно-обломочные и терригенные отложения; редко встречаются прослои осадочных пород (мергели и известняки). Эффузивные образования представлены субщелочными базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами. Самая верхняя, нададигенская свита сложена, главным образом, грубообломочными вулканическими породами мощностью до 2000 м. По минеральному и химическому составу породы свиты не отличаются от пород адигенской свиты.

Формирование эоценового вулканического комплекса Аджаро-Триалетского прогиба сопровождалось внедрением небольших субвулканических тел кварцевых диоритов, сиенитов, габбро-эссекситов и габбро-монцититов.

Современный структурный облик Аджаро-Триалетского прогиба обусловлен проявлением внешнего горизонтально направленного сжатия [Гамкрелидзе, 1974]. Как северная, так и южная его границы тектонические. Первая четко выражена системой надвиговых нарушений преимущественно южного падения, вторая почти на всем протяжении скрыта молодыми лавовыми покровами и намечена по данным геофизики. Простираение складок высоких порядков часто не совпадает с простираением зоны в целом. В восточной его части развиты, в основном, изоклинальные, кулисообразные складки, часто осложненные надвигами и взбросами. В западной преимущественное развитие получила брахиформная складчатость. Геофи-



Р и с.26. Схема сопоставления сводных стратиграфических разрезов палеоцен-среднеолигоценых геологических комплексов

Прогибы: I - Еревано-Ордубадский; II - Севано-Ширакский; III - Аджаро-Триалетский; IV - Талышский. Условные обозначения см. на рис.2

зические данные [Балавадзе и др., 1966] указывают на отсутствие в основании прогиба утолщения земной коры ("корней гор").

Эоценовый вулканогенный комплекс Талышского прогиба (рис.26) трансгрессивно залегает на терригенно-флишодном комплексе дания - палеоцена [Азизбеков и др., 1979]. В строении последнего участвуют аргиллиты, мергели и глинистые

известняки, чередующиеся с туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфогравеллитами и туфоконгломератами. Общая мощность этого комплекса составляет 1200–1400 м. Флишодный комплекс расположен на подстилающем его карбонатном комплексе верхнего сенона (преимущественно пелитоморфные известняки видимой мощности около 100 м) с резким угловым несогласием и конгломератами в основании. Более древние породы не обнажены.

Первые проявления вулканической активности зарегистрированы в пределах Талышского прогиба в раннеэоценовое время [Азизбеков и др., 1979], когда накопилась мощная (800–1400 м) вулканическая толща, представленная преимущественно породами эксплозивной фации. Нижняя часть разреза толща (385–480 м) сложена разнозернистыми, в основном, псаммитовыми, иногда кристаллокластическими туфами трахандезитов. В ней сосредоточены отдельные маломощные (10–12 м) потоки лейцитовых трахандезитов. К средней части (270–470 м) приурочены, главным образом, грубообломочные плохо сортированные вулканические брекчии и лавобрекчии андезито-базальтов, а также вулканомияктовые конгломераты. В верхней части разреза (200–400 м) породы эффузивной фации развиты наиболее широко. В основном это анальцимовые и палагонитовые пикрит-трахидолериты, лейцитовые базальты и трахидолериты, а также трахибазальты. Часто они имеют шаровую и подушечную отдельности. Иногда встречаются миндалекаменные разности. Мощность отдельных потоков колеблется в пределах 3–50 м. К эксплозивной фации относятся вулканические брекчии, витро- и кристаллокластические туфы основного состава. Формирование раннеэоценовой вулканической толщи сопровождалось внедрением субвулканических тел габбро-тешенитов (Кялаханский интрузив).

Накоплению среднеэоценовых вулканических пород предшествовало образование осадочно-туфогенной толщи мощностью 60–400 м, довольно широко развитой в пределах Космальянского прогиба Талыша. Толща трансгрессивно налегает на различные горизонты раннеэоценовых вулкаников и имеет важное стратиграфическое значение: содержит многочисленную микрофауну, свидетельствующую о ее среднеэоценовом возрасте. В основании ее залегают грубозернистые туфопесчаники с прослоями и линзами конгломератов, а средняя и верхняя части разреза сложены псаммитовыми туффитами и алевротуффитами.

Максимальная мощность эффузивной части среднеэоценового разреза Талышского прогиба достигает 400–450 м. Вулканические породы этого возраста трансгрессивно залегают на осадочно-туфогенной толще и характеризуются быстрой фациальной изменчивостью. Породы эффузивной фации слагают среднюю часть разреза и представлены лавами и лавобрекчиями трахандезитов и трахандезито-базальтов. Среди пород эксплозивной фации наибольшим распространением пользуются туфобрекчии и туфы того же состава. Они тяготеют к нижней и верхней части разреза. К субвулканическим образованиям относятся силловые и дайковые тела трахандезитов.

Среднеэоценовые вулканики трансгрессивно с базальными конгломератами в основании перекрываются осадочно-туфогенной толщей флишодного облика (800 м), время накопления которой по комплексу фаунистических остатков ограничено поздним эоценом. В нижней своей части толща сложена алевролитами и песчаниками с редкими прослоями гравелитов и конгломератов. К средней части приурочена пачка туфопесчаников, мергелей, песчанистых и пелитоморфных известняков. Завершается ее разрез туфопесчаным горизонтом.

В строении вулканогенного разреза позднего эопена участвуют две толщи эффузивных пород. Нижняя из них наибольшего развития достигает в пределах Лерикского прогиба Талыша, где имеет и максимальную мощность (1000–1200 м). Основание и средняя часть этой толщи сложены преимущественно породами эксплозивной фации: лапиллиевыми туфами, вулканическими брекчиями и др. Обособлен только один поток трахиандезито-базальтов мощностью 60–80 м. Выше по разрезу соотношение пород эффузивной и эксплозивной фаций примерно одинаковое. Мощность отдельных потоков трахиандезито-базальтов и лейцитовых трахиандезитов колеблется в пределах 10–20 м. Верхняя толща наиболее представительна в северо-западной части Талышского прогиба (Ярдымлинский прогиб), где имеет мощность 600–630 м. В ее составе преобладают породы эффузивной фации, представленные почти исключительно оливиновыми витробазальтами. При мощности 10–20 м отдельные потоки прослежены на значительное расстояние. Часто базальты обладают глыбовой и шаровой отдельностью. Характерно широкое развитие стекловатых и пузырчатых разностей. К породам эксплозивной фации относятся редкие маломощные прослой и линзы витро- и кристаллокластических туфов, а также бомбово-шлаковые туфы базальтового состава, часто фациально замещающие лавовые потоки по простиранию.

Нижняя и верхняя позднеэопеновые вулканогенные толщи разделены туфогенно-осадочной свитой, широко распространенной на территории Талышского прогиба, особенно в его северо-восточной и северной частях. Наибольшей мощности (около 900 м) она достигает на Буроварском поднятии, где сложена в основном туфопесчаниками, известковистыми алевролитами, реже аргиллитами, содержащими позднеэопеновую микрофауну.

Формирование эопенового вулканогенного комплекса Талышского прогиба сопровождалось внедрением большого количества интрузивных массивов щелочных ультраосновных пород. В большинстве случаев массивы имеют пластообразную форму и залегают согласно с вмещающими породами, протягиваясь на расстояние в несколько километров. Они обнаружены на разных стратиграфических уровнях, начиная от флишoidного комплекса дания-палеопена (интрузивы Паликешской, Нюдис-каласы и Дыльманцы) и кончая туфогенно-осадочной толщей позднего эопена (Алашар-Влачская интрузия). Наиболее представительным из них является Гамарат-Алибадский интрузив, прослеживающийся на расстояние 10–12 км, при ширине 1–2 км. Он залегают среди пород осадочно-туфогенной толщи позднего эопена. В строении этого интрузивного массива участвуют пикрит-перидотиты, пикриты, щелочные габбро и габбро-сиениты.

В пределах Севано-Ширакского прогиба (см. рис. 26) верхнесенонский карбонатный комплекс постепенно сменяется вверх по разрезу флишoidным комплексом палеопена-раннего эопена (песчаники, глины, алевролиты) мощностью до 200 м [Габриелян, 1958].

Осадочно-вулканогенные и вулканогенные образования среднеэопенового вулканогенного комплекса залегают на подстилающих раннеэопеновых, а также юрских и меловых породах трансгрессивно. Различными исследователями они расчленены на разное число свит. Здесь альтернативно принимается деление комплекса на три фаунистически охарактеризованные свиты: кетинскую, ширакскую и памбакскую, занимающие, соответственно, нижнюю, среднюю и верхнюю части разреза среднего эопена [Акопян и др., 1970].

В составе кетинской свиты преобладают нормально-осадочные и туфогенно-осадочные отложения (песчанистые и гравелистые известняки, туфопесчаники, туфобрекчии и др.). Иногда присутствуют лавобрекчии. Мощность свиты изменяется по простиранию, колеблясь в пределах 200–600 м. Ширакская свита имеет более сложное строение. В ее составе наряду с осадочными и вулканогенно-осадочными породами (известняки, туфопесчаники, туфогравелиты и др.) присутствуют породы взрывной и эффузивной фаций. Первые представлены различными туфами и туфобрекчиями, вторые – потоками лав и лавобрекчий базальтов, андезитобазальтов, андезитов и дацитов. Мощность отдельных серий чередующихся потоков достигает 600 м. Общая мощность свиты составляет 1000–1200 м. Памбакская свита сложена преимущественно вулканогенными породами и имеет мощность 350–500 м. Среди вулканитов свиты преобладают кислые породы (дациты, реже риолиты) и их пирокластиты. Основные и средние разности встречаются редко.

В целом для среднеэоценового вулканогенного комплекса Севано-Ширакского прогиба характерна быстрая фациальная изменчивость толщ по простиранию, заключающаяся в закономерной смене осадочных и вулканогенно-осадочных пород, развитых в западной части зоны, преимущественно вулканогенными породами в восточной ее части. Общая мощность среднеэоценовых отложений составляет 1500–2500 м.

Позднеэоценовые образования зоны сложены в основном вулканическими породами. На среднеэоценовых они залегают трансгрессивно, местами с базальными конгломератами в основании. Мощность последних иногда достигает 50–80 м. Вулканогенно-осадочные отложения тяготеют к нижней части разреза. Они представлены разномерными туфопесчаниками, чередующимися с песчанистыми известняками и глинистыми сланцами. Максимальной мощности (100–150 м) эти отложения достигают в верховьях р.Бддан.

Позднеэоценовые эффузивные породы представлены андезитобазальтами, андезитами, трахиандезитами, дацитами и липарито-дацитами, чередующимися в разрезах с прослоями туфопесчаников, туфоконгломератов, глинистых и углистых сланцев. О.А.Саркисяном [1959] верхнеэоценовые отложения расчленены на две свиты: нижнюю, сложенную в основном туфоконгломератами, туфобрекчиями андезитового состава и андезитами, и верхнюю, в которой преобладают щелочные и кислые эффузивы.

В пределах Арманисского рудного поля мощность позднеэоценовой вулканогенной толщи достигает 1500–2000 м [Мовсисян, Джрбашян, 1979]. Нижняя часть разреза позднего эоцена на этом участке (около 900 м) сложена в основном потоками гналобазальтов и оливиновых базальтов. Мощность отдельных потоков составляет 5–6 м. Они чередуются с туфогенными и осадочными породами, представленными известковистыми песчаниками и алевролитами. Мощность отдельных прослоев осадочных пород достигает 80 м. Выше по разрезу начинают преобладать породы взрывной фации: появляются туфы андезитобазальтового и андезитового составов, которые сменяются существенно терригенными образованиями (туфоконгломераты, туфопесчаники, алевролиты). В этих породах содержатся многочисленные фаунистические остатки позднеэоценового возраста. Мощность терригенной части разреза 150–180 м. Выше залегают литокластические и спекшиеся туфы базальтового и андезитового составов (200–500 м). Венчает разрез позднего эоцена пачка туфов андезито-дацитового, дацитового и липарито-дацитового составов, мощностью 500 м.

Жерловая и субвулканическая фации представлены многочисленными штокообразными и дайкообразными телами оливиновых базальтов, диабазов, кварцевых диабазов, габбро-диоритов, дацитов, липарито-дацитов и липаритов.

С образованием позднеэоценовой вулканогенной толщи, по существу, заканчивается формирование эоценового вулканогенного комплекса в пределах Севано-Ширакского прогиба. Олигоценовые-раннемиоценовые отложения представлены уже озерно-континентальными фациями. Они трансгрессивно, с конгломератами в основании, залегают на различных горизонтах вулканогенного комплекса эоцена.

Интрузивные образования, которые, по-видимому, генетически связаны с вулканической деятельностью эоценового времени, представлены пестрой по составу памбак-базумской интрузивной группой. Внедрение интрузивных пород произошло в интервале между средним эоценом и олигоценом. Наиболее распространены габбро и габбро-пироксениты (Дермонтовский и Мергутский интрузивы), гранитоиды (Базумский интрузив) и порфириовидные граниты (Гамзачиманский интрузив). Широко представлены также и щелочные породы - сиениты и нефелиновые сиениты (Тежсарский интрузивный комплекс), сиенито-диориты и габбро-сиениты (Бундукский интрузив).

Палеогеновые геологические комплексы Еревано-Ордубадского прогиба (см. рис. 26) также подстилаются флишoidalным комплексом дания-палеоэоцена. В Еревано-Вединском районе фаунистически охарактеризованные отложения этого возраста согласно залегают на образованиях верхнесенонского карбонатного комплекса [Габриелян, 1958; Асратян, 1964]. Здесь комплекс представлен толщами ритмичного чередования полимиктовых песчаников, глин, алевролитов и песчаных известняков, содержащих прослой туфогенных пород. Общая мощность его оценивается в 500-600 м.

Фашиальный облик раннеэоценовых отложений прогиба, залегающих в большинстве известных разрезов на подстилающих породах (включая верхнемеловые и нижнепалеозойские) трансгрессивно, часто с конгломератами в основании, определяется почти на всем его протяжении карбонатными условиями осадконакопления [Акопян и др., 1970]. В основном это массивные и органогенно-обломочные известняки мощностью 20-100 м, содержащие в нижней своей части (Айцдзор) базальные конгломераты с галькой палеозойских и верхнемеловых пород [Оганесян и др., 1965]. Лишь на крайнем юго-востоке (Зангезур), в области максимального прогибания, был сформирован мощный (до 2500 м) комплекс флишoidalного чередования известковистых алевролитов, песчаников, туфопесчаников и туфов - пирамсарская свита [Джрбашян и др., 1976].

Здесь же, на юго-востоке Еревано-Ордубадского прогиба, наибольшего развития достиг и среднеэоценовый вулканогенный комплекс. В основании его выделяется туфогенно-терригенная (даличайская) свита мощностью 600-800 м, трансгрессивно с угловым несогласием залегающая на более древних отложениях. В ее строении участвуют главным образом гравелиты, песчаники и алевролиты, переслаивающиеся с туфогенными породами. Редко присутствуют известняки. Доля вулканогенного материала резко увеличивается вверх по разрезу, где начинают преобладать туфы и туфобрекчии андезитов и андезито-дацитов. Выше залегают лавовые потоки базальтов, андезитов, трахиандезитов, реже дацитов и липарито-дацитов (капуджухская свита по Р.Т. Джрбашяну и др. [1976]). Наиболее часто встречаются вулканы основного и среднего составов. Кислые разности

приурочены к верхним частям разреза. Мощность отдельных серий потоков достигает 150 м. Исключительно широко развиты комагматичные породы экструзивной фации: преимущественно базальты, роговообманковые андезиты и дациты. Общая мощность вулканогенного комплекса среднего эоцена более 2000 м.

Одновозрастные отложения центральной части зоны (Айоцзор) представлены в терригенных фациях. Это полимиктовые песчаники, алевролиты, песчаные и органогенные известняки, а также известковистые песчаники, формирующие терригенно-осадочный комплекс мощностью 450-500 м [Оганесян и др., 1965].

В северо-западном направлении (Приереванский район) терригенно-осадочный комплекс фациально (?) замещается туфогенно-флишодным. Мощность последнего колеблется в пределах 370-1040 м. В составе его преобладают чередующиеся туфопесчаники, туфоалевриты и туффиты [Садоян, 1965].

Среднеэоценовая продольная зональность распространения геологических комплексов Еревано-Ордубадского прогиба в целом не изменяется в позднеэоценовое время. В Зангезуре этим возрастом предположительно ограничено формирование трансгрессивного вулканогенного комплекса, мощностью до 1000 м (альмеранская или гехакарская свита по Р.Т.Джрбашяну и др. [1976]). К основанию комплекса приурочены горизонты грубозернистых песчаников и известняков, которые выше по разрезу сменяются туфогенными породами. Последние, в свою очередь, перекрываются краснокаменно-измененными агломератовыми лавами и лавобрекчиями оливиновых базальтов, андезито-базальтов и андезитов. В центральной части прогиба (бассейн среднего течения р. Арпа) разрез позднеэоценового геологического комплекса подразделяется на три толщи (снизу вверх): осадочную (известково-песчано-глинистую), вулканогенно-осадочную и осадочную (рифогенно-карбонатную). В сложении вулканогенно-осадочной толщи участвуют лавы, агломератовые лавы, лавобрекчии, туфобрекчии и туфоконгломераты трахибазальтового-трахиандезитового состава, которые перемежаются с разнозернистыми туффитами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевритами и кремнисто-карбонатными породами [Джрбашян, Садоян, 1978]. Широким развитием пользуются субвулканические тела (дайки, экструзивы, силлы) андезитов, габбро- и диорит-порфиритов.

Возрастным аналогом упомянутых верхнеэоценовых комплексов в крайней северо-западной части Еревано-Ордубадского прогиба (Приереванский район) является ритмично построенный карбонатно-терригенный комплекс, который согласно располагается на туфогенно-флишодном комплексе среднего эоцена [Садоян, 1965]. Мощность осадочных отложений комплекса (полимиктовые песчаники, алевролиты, глины, органогенно-детритовые известняки) достигает 350 м.

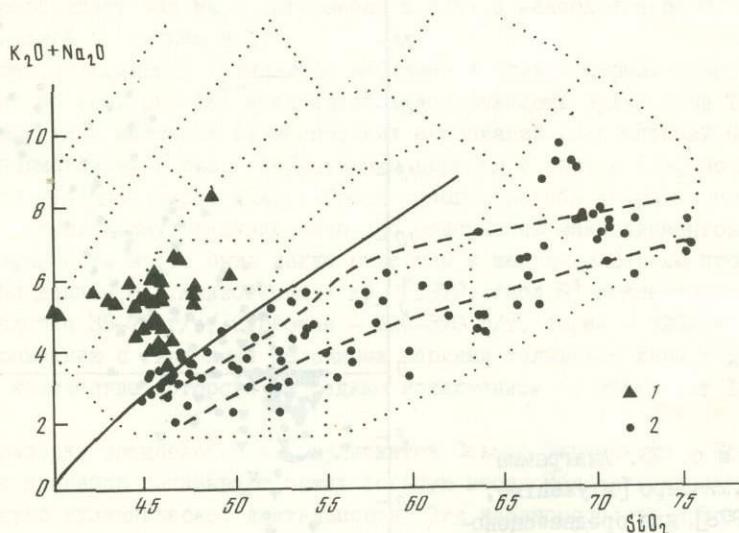
Поздний эоцен-ранний олигоцен Еревано-Ордубадского прогиба - время внедрения многочисленных мелких интрузивных тел гранитоидного состава, а также время внедрения ранних интрузивных фаз в наиболее крупном на Малом Кавказе Мегри-Ордубадском интрузивном массиве. Интрузивные тела этого времени сложены широкой гаммой пород: габбро, габбро-пироксенитами, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, монцонитами, сениит-диоритами и гранодиоритами.

В раннем и среднем олигоцене на большей части Еревано-Ордубадского прогиба господствовали морские условия осадконакопления. В Приереванском районе мощность осадочного комплекса (известковистые песчаники, карбонатные и песчаные глины с линзами рифтовых известняков) достигает 1000-1200 м [Геоло-

гия Армянской ССР. Т.2, 1964]. Проявление активной вулканической деятельности зарегистрировано в Западном Даралагезе [Остроумова, Румянпева, 1967]. В описываемый промежуток времени здесь был сформирован комплекс щелочных вулканических пород общей мощностью 400–700 м, залегающий несогласно на осадочных отложениях среднего эоцена. В нижней части комплекса преимущественно развиты трахиандезиты и трахиандезито-базальты, а также их туфобрекчии. Выше согласно залегают потоки санидиновых трахитов, переслаивающиеся с туфами аналогичного состава. В целом преобладают породы взрывной фации. Лавовые потоки редки и незначительной мощности. Среди щелочных базальтов комплекса доминируют калиевые разновидности. Ими сложены главным образом субвулканические тела. Реже встречаются маломощные (до 10 м) потоки, развитые на разных стратиграфических уровнях.

Наиболее полно опубликованными и фондовыми химическими анализами охвачены вулканические серии среднеэоценового возраста [Химические составы..., 1962; Азизбеков и др., 1979; Геология Армянской ССР. Т.4, 1970; Джрбашян и др., 1976; Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974; Надарейшвили, 1974]. Выборка по вулканикам Аджаро-Триалетского прогиба включает также и оригинальные данные по профилю с.Абастумани-Зекарский перевал (табл.ХI, ХII).

Распределение фигуративных точек химических анализов среднеэоценовых эффузивных пород Аджаро-Триалетского прогиба на диаграмме щелочи-кремнезем указывает на то, что большая часть вулканитов должна быть отнесена к щелочным вулканическим сериям ряда базальт-трахибазальт-трахиандезит-трахит (рис. 27). В то же время некоторое количество вулканитов явно тяготеет к полю известково-щелочных пород. Общая щелочность и содержания главных петрогенных окислов при всех интервалах кремнекислотности обнаруживает значитель-



Р и с.27. Диаграмма $(K_2O+Na_2O)-SiO_2$ для среднеэоценовых вулканитов Аджаро-Триалетского и ранне-среднеэоценовых вулканитов Талышского прогибов

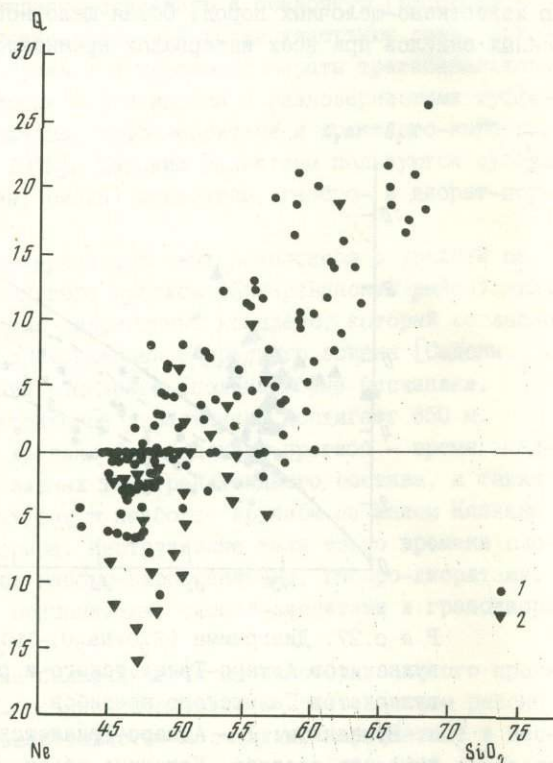
Вулканиты: 1 - Аджаро-Триалетского прогиба, 2 - Талышского прогиба. Условные обозначения см. на рис. 4

ные колебания. В базальтах ($\text{SiO}_2 = 44,77\text{--}52,96\%$) крайние значения концентраций составляют: для TiO_2 от 0,26 до 3,29%, для Al_2O_3 от 10,94 до 21,40%, для FeO^* от 20,13 до 4,66%, для MgO от 13,30 до 2,48%, для CaO от 13,82 до 4,50%, для Na_2O от 0,74 до 5,20%, для K_2O от 0,14 до 6,91%.

По нормативному составу среди них присутствуют и нефелин-, и оливин-, и гиперстен-, и кварц-нормативные. Соизмеримые и большие по величине вариации характерны для средних и кислых дифференциатов. Следует отметить, что как на уровне отдельных разрезов (профиль с.Абастумани-Зекарский перевал), так и на уровне свит (нагваревская, чидильская) геологически разделить щелочные и субщелочные вулканиды не представляется возможным – и те и другие встречаются на разных стратиграфических уровнях.

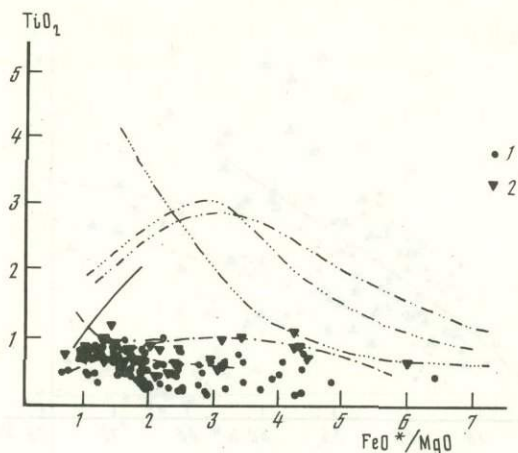
Диаграмма А.Миясиро (рис. 28), на которой нанесены только щелочные вулканиды Аджаро-Триалетия, показывает, что они не могут быть сопоставлены с типичными щелочными ассоциациями трендов Кеннеди и Кумбса, а принадлежат щелочным ассоциациям промежуточного типа [Miyashiro, 1978], для которых характерно последовательное уменьшение содержаний нормативного нефелина в породах с ростом SiO_2 и FeO^*/MgO и смена нефелин-нормативных вулканидов гиперстен- и кварц-нормативными. Принадлежность описываемой серии к щелочным ассоциациям промежуточного типа и отличие ее от субщелочных подчеркивается высокими концентрациями в основных вулканидах P_2O_5 (0,18–0,58%), Y (21,3–38,9 г/т), Zr (115,0–242,0 г/т), Nb (2,0–43,9 г/т) и Ba (344,0–849,0 г/т). Вместе с тем, содержания TiO_2 в целом ниже, чем в базальтах промежуточного типа, и проявляют тенденцию к уменьшению с ростом FeO^*/MgO (рис. 29).

Р и с. 28. Диаграмма А.Миясиро [Miyashiro, 1978] для среднеэоценовых вулканидов Аджаро-Триалетского (1) и ранне-среднеэоценовых вулканидов Талышского (2) прогибов



Р и с. 29. Диаграмма $TiO_2 - FeO^*/MgO$ для среднеэоценовых вулканитов Аджаро-Триалетского (1) и ранне-среднеэоценовых вулканитов Талышского (2) прогибов

Условные обозначения см. на рис. 7

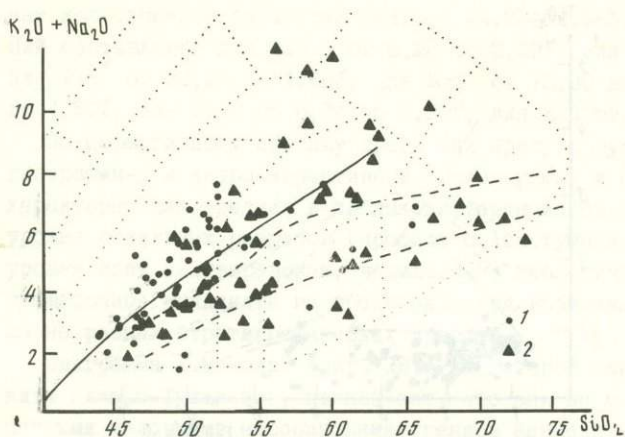


К сказанному следует добавить, что по большинству параметров среднеэоценовая вулканическая серия Аджаро-Триалетского прогиба весьма похожа на поздненеонскую Гочазского и Гадрутского прогибов (сравним рис.23 и 27, 24 и 28; табл. УШ и XI).

Ранне-среднеэоценовые вулканиты Талышского прогиба формируют слабо дифференцированную щелочную базальт-трахибазальтовую серию ($SiO_2 = 45,38-56,70\%$). Все фигуративные точки составов на диаграмме щелочи-кремнезем расположены в поле щелочных вулканических пород (см. рис.27). В целом для серии характерны большие вариации содержаний основных окислов. Пределы концентраций составляют: $TiO_2 = 0,42 \pm 1,17\%$, $Al_2O_3 = 13,90 \pm 22,40\%$, $FeO^* = 11,69 \pm 2,70\%$, $MgO = 10,26 \pm 0,91\%$, $CaO = 14,04 \pm 1,90\%$, $Na_2O = 1,44 \pm 6,08\%$, $K_2O = 1,20 \pm 7,30\%$. Содержания K_2O часто преобладают над Na_2O (отношение K_2O/Na_2O колеблется от 0,34 до 2,82, приближаясь в среднем к 1).

Подавляющее большинство вулканитов нефелин- и оливин-нормативные. Диаграмма А.Мясиро (см. рис.28) показывает принадлежность вулканитов Талыша к промежуточному типу щелочных вулканических ассоциаций (постепенный переход от нефелин-нормативных к кварц-нормативным породам с ростом SiO_2). Но в отличие от синхронной щелочной серии Аджаро-Триалетского прогиба кварц-нормативная часть в ней, по-видимому, редуцирована. По содержанию микроэлементов характеризуются вулканиты могут быть также отнесены к щелочным сериям промежуточного типа. По данным Ш.А.Азизбекова и др. [1979, табл.6] концентрация иттрия достигает величин 35-75 г/т, циркония - 220-570 г/т, бария - 720-2800 г/т. Однако по сравнению с типичными щелочными сериями талышские лавы содержат мало TiO_2 , количество которого за редким исключением не превышает 1% (см. рис. 29).

Сводные выборки среднеэоценовых вулканитов Севано-Ширакского и Еревано-Ордабадского прогибов показывают очень большую неоднородность химического состава продуктов вулканической деятельности. Эта неоднородность прослеживается как в основных, так и в средних и кислых членах вулканических ассоциаций. Так, в базальтах Севано-Ширакского прогиба наблюдаются следующие интервалы вариаций содержаний главных петрогенных окислов: $SiO_2 = 46,00 \pm 52,70\%$, $TiO_2 = 0,54 \pm 1,23\%$, $Al_2O_3 = 11,54 \pm 20,00\%$, $FeO^* = 15,74 \pm 4,02\%$, $MgO = 8,14 \pm 2,84\%$, $CaO = 11,76 \pm 4,53\%$, $Na_2O = 1,72 \pm 5,16\%$, $K_2O = 0,25 \pm 2,54\%$. Те же интервалы в ба-



Р и с. 30. Диаграмма $(K_2O+Na_2O) - SiO_2$ для среднеэоценовых вулканитов Еревано-Ордубадского (1) и Севано-Ширакского (2) прогибов
Условные обозначения см. на рис. 4

зальтах Еревано-Ордубадского прогиба имеют величины: $SiO_2 = 43,90-52,00\%$, $TiO_2 = 0,42-1,37\%$, $Al_2O_3 = 14,38-23,60\%$, $FeO = 16,66-2,93\%$, $MgO = 13,19-1,96\%$, $CaO = 13,65-5,42\%$, $Na_2O = 0,90-5,22\%$, $K_2O = 0,12-3,25\%$.

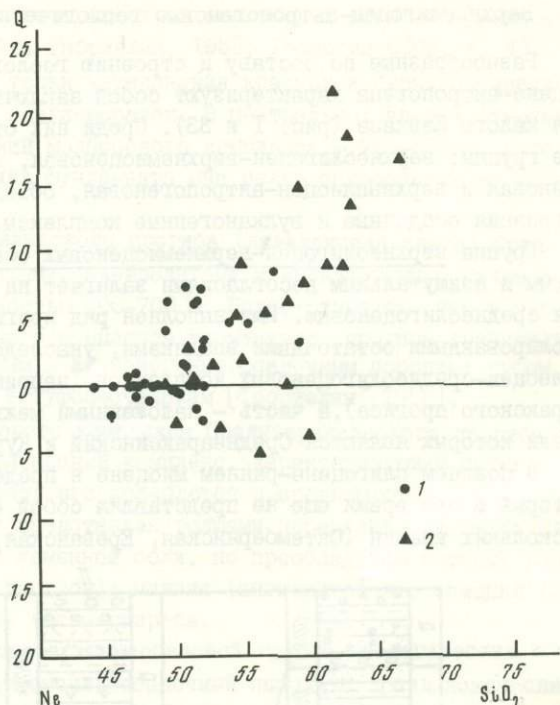
В Севано-Ширакском прогибе в среднеэоценовое время происходило одновременное излияние дифференцированных серий повышенной (ряд базальт-трахибазальт-трахиандезит-трахит) и нормальной (ряд базальт-андезит-дацит-риолит) щелочности. Сосуществование двух трендов дифференциации характерно также и для вулканитов Еревано-Ордубадского прогиба (рис.30). Первый из них представлен рядом базальт-трахибазальт-трахиандезит, второй - базальт-андезит-дацит. Среди базальтов обоих прогибов в количественном отношении преобладают кварц- и гиперстен-нормативные. Менее распространены оливин-нормативные, еще меньше - нефелин-нормативные.

На диаграмме А.Миясиро (рис.31) описываемые щелочные серии обнаруживают все необходимые признаки щелочных серий промежуточного типа, о которых неоднократно говорилось выше. От подобной серии Аджаро-Триалетского прогиба они отличаются (в противоположность талышской) редуцированной нефелин-нормативной частью, показывая в то же время сходство в поведении на диаграмме $TiO_2 - FeO/MgO$ (рис. 32).

Из изложенного материала могут быть сформулированы следующие выводы:
- палеогеновые прогибы наложились на структуры, сформированные в существенно разной палеогеодинамической обстановке. Учитывая альб-раннесенонский палеоостроводужный вулканогенный комплекс Аджаро-Триалетии, можно полагать, что палеогеновый прогиб был заложен на прикраинно-морской части палеоостровной дуги (Сомхето-Кафанская зона). Фундаментом Талышского прогиба, по-видимому, является сегмент палеоукраинного моря, так как геофизические данные указывают на отсутствие или весьма ограниченную (2-3 км) мощность гранитно-метаморфического слоя в его пределах. Севано-Ширакский прогиб пространственно приурочен к зоне сочленения островной дуги (Сомхето-Кафанская зона) и микроконтинента (Южно-Армянская зона), а Еревано-Ордубадский прогиб наложен на последний;

- обособившись практически одновременно в палеоцене - раннем эоцене, прогибы первоначально служили местом накопления мощных терригенно-флишоидных комплексов. Позже в них была сосредоточена основная вулканическая активность, которая достигла максимума в среднеэоценовое время;

Р и с. 31. Диаграмма
А.Миясиро [Miyashiro,
1978] для среднеэоцено-
вых вулканитов Еревано-
Ордубадского (1) и Се-
вано-Ширакского (2)
прогибов

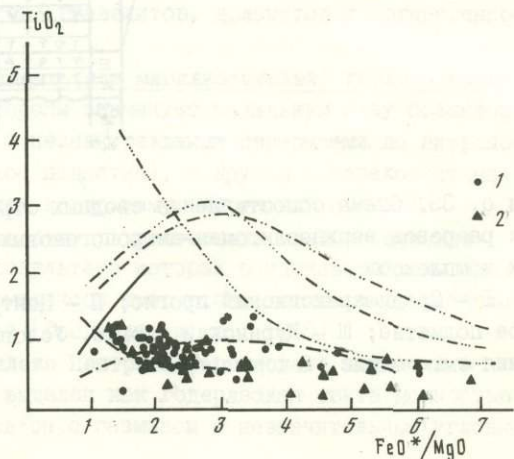


—сопоставление главных особенностей строения разрезов среднеэоценовых вулканогенных комплексов и состава вулканитов показало, что по ряду признаков комплексы очень похожи между собой и, по-видимому, были сформированы в одинаковых палеогеодинамических условиях. К числу этих признаков относятся: синхронное излияние щелочных и субщелочных лав, потоки которых не занимают строго определенного стратиграфического положения в разрезах; широкие вариации содержания основных петрогенных окислов; высокие концентрации в вулканитах иттрия, циркония, ниобия и бария, соизмеримые с таковыми в лавах щелочных ассоциаций; аномально низкие по сравнению с теми же щелочными ассоциациями содержания TiO_2 ; — наблюдаемые вариации химизма и количественного соотношения щелочных-субщелочных пород, вероятно, находятся в прямой зависимости от состава и мощности земной коры.

Р и с. 32. Диаграмма
 $TiO_2 - FeO^*/MgO$ для сред-
неэоценовых вулканитов Ере-
вано-Ордубадского (1) и Се-
вано-Ширакского (2) проги-
бов

Условные обозначения

см. на рис. 7

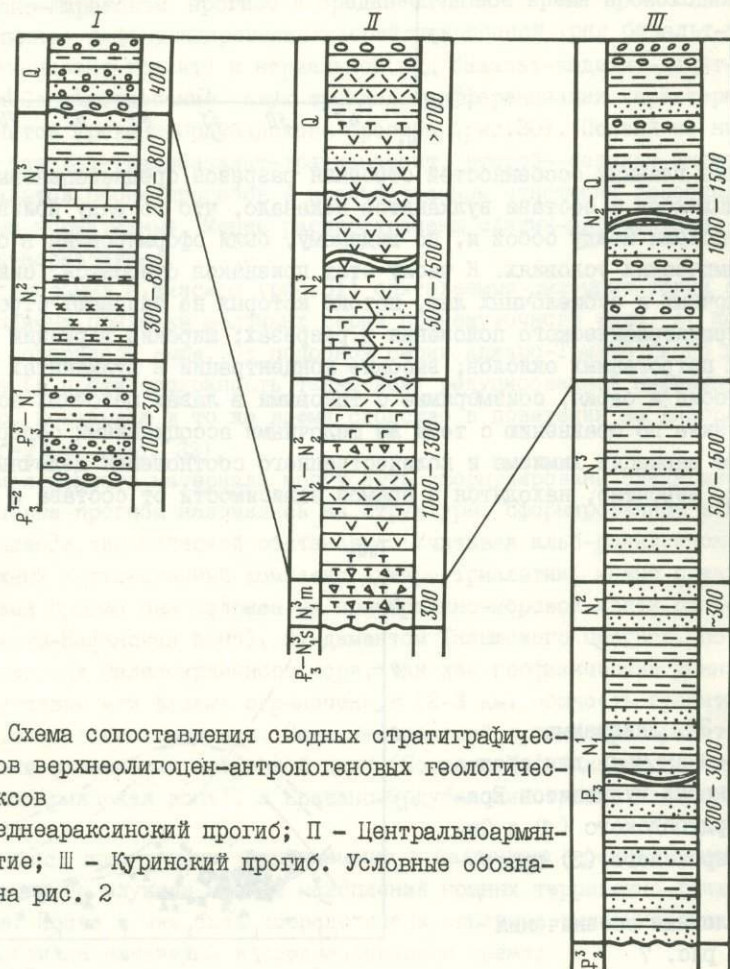


Верхнеолигоцен–антропогеновые геологические комплексы

Разнообразные по составу и строению геологические комплексы верхнего олигоцена–антропогена характеризуют собой заключительный (орогенный) этап развития Малого Кавказа (рис. I и 33). Среди них отчетливо выделяются три возрастные группы: верхнеолигоцен–верхнемиоценовая, верхнемиоцен (мэотис)–среднеплиоценовая и верхнеплиоцен–антропогеновая, объединяющие близкие по условиям формирования осадочные и вулканогенные комплексы.

Группа верхнеолигоцен–верхнемиоценовых осадочных комплексов с резким угловым и азимутальным несогласиями залегает на подстилающих отложениях, включая среднеолигоценовые. Ими выполнен ряд прогибов, часть из которых является изблированными остаточными впадинами, унаследованными со времени накопления палеоцен–среднеолигоценовых комплексов (например, Дилижанская впадина Севано-Ширакского прогиба), а часть – наложенными межгорными прогибами, крупнейшими среди которых являются Среднеараксинский и Куринский.

В позднем олигоцене–раннем миоцене в пределах Среднеараксинского прогиба, который в это время еще не представлял собой единую структуру, а состоял из нескольких впадин (Октемберянская, Ереванская, Нахичеванская и др.), в конти-



Р и с. 33. Схема сопоставления сводных стратиграфических разрезов верхнеолигоцен–антропогеновых геологических комплексов

I – Среднеараксинский прогиб; II – Центральноармянское поднятие; III – Куринский прогиб. Условные обозначения см. на рис. 2

нентальных условиях накапливался пестроцветный молассовый комплекс [Азизбеков, 1961; Амбарцумов и др., 1972; Габриелян, 1958; Геология СССР, т. 43, 1970]. В сложении его участвуют толщи чередования красных и бурых песчаников, алевролитов, глин, галечников и конгломератов. В центральных частях отмечается максимальная мощность отложений молассового комплекса — 700–800 м, в то время как на разделяющих поднятиях фундамента она резко сокращается до 200–100 м.

Одновозрастные отложения Дилижанского прогиба (дилижанская свита) представлены песчаниками, конгломератами, алевролитами и аргиллитами с пачками и прослоями бурого угля общей мощностью 600–700 м. Важно отметить, что в строении верхнеолигоцен–раннемиоценового комплекса упомянутого прогиба значительная роль принадлежит вулканогенным и вулканогенно–осадочным породам: туфам, туфобрекчиям, туфоконгломератам и туфопесчаникам [Габриелян, 1958].

Стратиграфически выше молассового комплекса Среднеараксинского прогиба залегает среднемиоценовый гипсо–соленосный комплекс, характеризующий ингрессивный цикл осадконакопления. Мощность его колеблется в среднем от 300 до 800 м, достигая иногда 1350 м. Комплекс представлен толщами переслаивания серых глин и алевролитов с пластами гипса и каменной соли, по преобладанию которых различаются (Ереванский, Арташатский прогибы): нижняя (ангидритовая), средняя (соленосная) и верхняя (гипсоносная) части разреза.

Конечным членом верхнеолигоцен–верхнемиоценовой группы геологических комплексов прогиба является верхнесарматский осадочный комплекс (разданская свита), согласно залегающий на гипсо–соленосном [Гаспарян, 1959]. Он сложен толщами чередования глин, песчаников, оолитовых и органогенно–обломочных известняков и горючих сланцев общей мощностью 200–800 м.

Следует отметить, что в пределах Октемберянского прогиба выше осадочного комплекса верхнего сармата скважинами вскрыта пестроцветная толща мощностью 210 м и, постепенно сменяющая ее вверх по разрезу, (верхняя) соленосная толща мощностью 310 м [Геология СССР, т. 43, 1970]. Однако возраст обеих толщ достоверно не установлен.

Синхронные (олигоцен–миоценовые) отложения Куринского прогиба образуют нижний молассовый комплекс, мощность которого колеблется от 100–3000 м в Предталышской впадине до 300–3500 м в Среднекуринской впадине [Алиев, Акаева, 1959]. Комплекс сложен толщами тонкого чередования песчаников, алевролитов и глин с редкими прослоями конгломератов, гравелитов, доломитов и органогенно–обломочных известняков.

Группа верхнемиоцен–среднеплиоценовых (или миоплиоценовых) геологических комплексов Малого Кавказа с одной стороны знаменует начальную фазу позднеорогенного вулканизма, продолжавшегося с незначительными перерывами до антропогена включительно (Центральноармянское поднятие), с другой — переход от накопления нижнего молассового комплекса к верхнему (Куринский прогиб).

Активизации вулканической деятельности предшествовали предтектонические складкообразовательные движения, в результате которых осадочные породы средне–верхнемиоценовых геологических комплексов претерпели интенсивную дислокацию, осложнившуюся соляной тектоникой [Габриелян и др., 1968].

Миоплиоценовый вулканогенный комплекс Центральноармянского поднятия в Ахалкалакской вулканической области выделен как годердзская свита мощностью 1000–1100 м [Схиртладзе, 1958]. Здесь он с размывом и незначительным угловым

несогласием залегает на отложениях олигоцена и сложен преимущественно породами пирокластической фации (туфы, вулканические брекчи, туфоконгломераты, туфопесчаники) андезитового и дацитового составов. В нижней части комплекса присутствуют отдельные потоки долеритовых базальтов. К средней части приурочены единичные потоки андезитов и андезито-базальтов, а верхнюю занимают мощные (200–300 м) серии потоков андезито-дацитов и дацитов.

Сопоставление отложений миоплиоценового возраста остальной территории

Центральноармянского поднятия выявило следующие основные особенности строения вулканогенного комплекса [Хазарян, Кюмджан, 1976]. В основании его сконцентрированы туфы, туфобрекчи, туфоалевролиты и туфопесчаники дацитового, липарито-дацитового и трахилипаритового составов (нижняя белесоватая свита). Толщи этих пород несогласно налегают на более древние образования, включая олигоцен-нижнемиоценовые и имеют мощность около 300 м. Иногда (Приереванский район) среди кислых пирокластитов встречаются единичные потоки пироксеновых, плагиоклазовых и оливиновых базальтов. Стратиграфически выше расположена серия вулканогенно-обломочных пород (вохчабердская свита), в которой наряду с туфами и туфобрекчиями андезито-базальтового, андезитового и дацитового составов значительный объем занимают потоки андезитов, андезито-дацитов и дацитов. Мощность этой части разреза комплекса достигает 500 м. По простиранию вулканогенно-обломочные толщи фациально замещаются туфогенно-осадочными и осадочными озерными отложениями (пески, глины, диатомиты). Надстраивает разрез так называемая верхняя белесоватая свита (туфы, туфобрекчи и потоки лав липаритов, липарито-дацитов и трахилипаритов) мощностью 200–250 м. Завершается разрез миоплиоценового вулканогенного комплекса серией потоков оливин-пироксеновых андезито-базальтов, двупироксеновых и роговообманковых андезитов, роговообманково-биотитовых андезито-дацитов и дацитов общей мощностью до 550 м. Их характерная особенность – отсутствие закономерного изменения во времени состава продуктов вулканической деятельности.

Группа позднеплиоцен-антропогенных вулканогенных комплексов Центральноармянского поднятия объединяет продукты средней и поздних фаз [по Е.Е. Милановскому и Н.В. Короновскому, 1973] позднеорогенного вулканизма. По своему масштабу позднеплиоцен-антропогенная вулканическая деятельность значительно уступает миоплиоценовой, но в отличие от последней характеризуется преобладанием пород эффузивной фации при незначительной доле взрывчатой.

Основные объемы позднеплиоценовых вулканогенных комплексов сосредоточены в пределах Джавахетского, Арагацкого, Гегамского, Варденисского и Сюникского вулканических нагорий. Лавовые образования обособлены в виде обширных покровов и узких протяженных потоков, нивелирующих формы древнего рельефа.

В Джавахетском вулканическом нагорье позднеплиоценовые долеритовые базальты нижней части вулканогенного комплекса с угловым несогласием залегают на пирокластолитах гюдерзской свиты [Милановский, Короновский, 1973]. Суммарная мощность лавовых потоков достигает иногда 300–400 м. В средней части толщ долеритов выделяется пачка озерно-аллювиальных туфогенно-осадочных отложений мощностью до нескольких десятков метров. Выше по разрезу долеритовые базальты сменяются покровами двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов, которые в свою очередь перекрываются серией покровов роговообманковых андезито-дацитов. Мощность этой части разреза комплекса достигает 1000–1200 м.

В основании одновозрастного вулканогенного комплекса Арагацкого вулканического нагорья, залегающего в разрыве как на миоплиоценовом, так и на более древних комплексах, обособлен горизонт песчаников и галечников (до 10 м), который вверх по разрезу сменяется полосчатыми туфолавами (до 5 м). Надстраивает разрез серия потоков андезито-базальтов (100-200 м), перекрытых потоками андезитов, андезито-дацитов и дацитов общей мощностью 50-300 м.

Вулканогенный комплекс позднего плиоцена Гегамского и Варденинского нагорий также трансгрессивно, с угловым несогласием покрывает миоплиоценовый. К основанию его приурочена пачка пеплов, лапилей, вулканических бомб и шлаков. Выше следуют покровы лав преимущественно базальтового, андезито-базальтового и андезитового составов, фациально замещающиеся по простиранию горизонтами туфобрекчий и туфов. Последние зачастую переслаиваются с песками и диатомовыми глинами. Глины содержат диатомовую фауну позднеплиоценового возраста.

В Сюникском вулканическом нагорье вулканогенный комплекс имеет двучленное строение. Нижняя часть его сложена горисской свитой (мощность 500 м), которая представлена субгоризонтально залегающими грубо- и мелкообломочными туфобрекчиями, туфами, вулканическими пеллами и пемзами. В разрезах они чередуются с туфоконгломератами и туффитами. Осадочные породы (конгломераты, песчаники, глины) имеют незначительное распространение. Возраст свиты установлен по косвенным данным. В районе среднего течения р.Воротан наблюдается фациальное замещение ее сисианской свитой. Последняя сложена преимущественно диатомовыми глинами, алевролитами, песчаниками и содержит богатый комплекс ископаемой флоры не древнее позднего плиоцена. Обе свиты выше по разрезу перекрываются ишханасарской свитой, состоящей из потоков андезито-базальтовых, андезитовых, андезито-дацитовых и дацитовых лав - продуктов извержений одного из наиболее крупных полигенных вулканов Малого Кавказа, Ишханасара. Самые древние потоки представлены лавами андезито-базальтового состава. Вверх по разрезу они сменяются более кислыми разностями. Мощность ишханасарской свиты вблизи центра извержения достигает 1500 м и сокращается (до полного выклинивания) к периферии нагорья.

Интенсивность антропогенных вулканических извержений снижается, резко уменьшается объем вулканогенных комплексов. Основная вулканическая деятельность по-прежнему сосредоточена, главным образом, в пределах Арагацкого, Гегамского, Варденинского и Сюникского вулканических нагорий. Выделяются три основные эпизода вулканической активности, отвечающие ранне-, средне- и позднечетвертичному времени [Амарян, 1970]. Так же, как и в позднеплиоценовое время, в рамках каждого эпизода вулканической деятельности наблюдается смена основных эффузивов кислыми. Продукты эксплозивной деятельности представлены в основном шлаками, вулканическими бомбами, лапиллями, вулканическими песками, туфолавами и пемзами.

На Арагацком вулканическом нагорье активным остается крупнейший на Малом Кавказе вулкан Арагац. В нижнечетвертичное время извержение вулканического материала началось с излияния лав андезито-базальтового состава, которые с течением времени последовательно сменяются лавами андезитового, андезито-дацитового и дацитового составов. Начало среднечетвертичного эпизода деятельности вулкана характеризуется выбросом огромного количества пирокластического материала, за которым последовало извержение андезито-дацитовых и дацитовых

лав. Завершается вулканическая деятельность этого времени излияниями лав андезито-базальтового, андезитового, андезито-дацитового составов, сопровождавшимися выбросами туфов и туфобрекчий. Последняя, позднечетвертичная активизация вулкана проявила себя излиянием лав исключительно основного (андезито-базальтового) состава.

Для антропогенной вулканической деятельности Гегамского вулканического нагорья характерно извержение лав преимущественно андезито-базальтового и андезитового составов. Наиболее древним является так называемый маньчарский андезито-базальтовый покров, имеющий мощность от I до 20 м. Более молодыми считаются андезитовые и андезито-базальтовые лавы вулкана Норадуз (западное побережье оз.Севан). Самыми молодыми являются лавы вулканов Гутансар и Армаган. Последний извергал лаву исключительно андезитового состава.

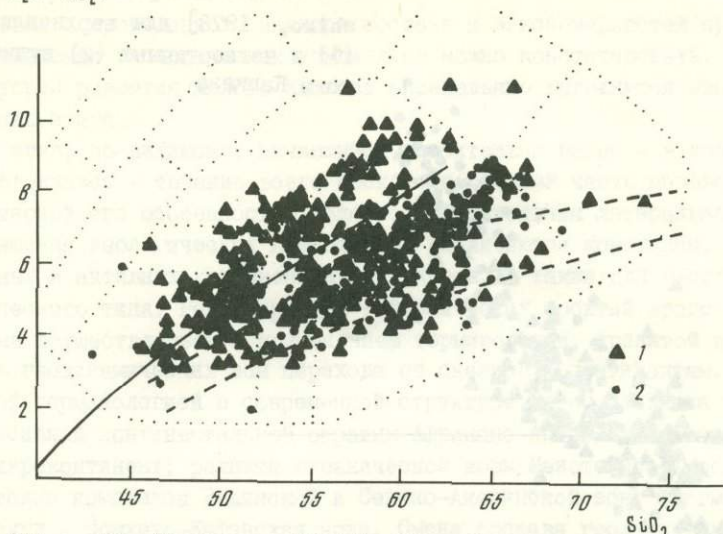
Центры излияния четвертичных лав Варденисского нагорья представлены, в основном, моногенными вулканическими аппаратами. Наибольшим распространением здесь пользуются вулканические толщи голоценового возраста, представленные преимущественно лавами андезитового состава. В раннеплейстоценовое время происходило извержение андезито-базальтовых лав.

Параллельно с бурной вулканической деятельностью Центральноармянского поднятия в пределах Куринского прогиба происходило накопление среднеплиоцен-антропогенного верхнего молассового комплекса. Максимальной мощности (700-4500 м) он достигает в Среднекуринской области. В составе комплекса преобладают грубообломочные, плохосортированные конгломераты и гравелиты, которые в центральной части прогиба фациально замещаются относительно более хорошо сортированными и окатанными гравелитами и песчаниками, чередующимися с глинами и алевролитами. Характерна косая слоистость прибрежно-морского руслового и дельтового типов.

Вопросы петрохимии верхнеплиоценовых и четвертичных вулканогенных комплексов освещены во многих публикациях, в том числе и в крупных обобщающих работах [Химические составы..., 1962; Гукасян, 1970; Гукасян, Ширинян, 1978; Карапетян, 1960; Малхасян и др., 1974; Схиртладзе, 1958; Толстой и др., 1980; Харазян, 1968, 1971, 1974]. Из них явствует, что новейшая вулканическая деятельность на территории Малого Кавказа породила достаточно разнообразные по химизму вулканические породы. Большинство работ ориентировано на выявление неоднородностей петрохимического состава продуктов вулканической деятельности отдельных вулканов, лавовых плато или вулканических зон. В данной работе область новейшего вулканизма рассматривается в целом. При этом считается, что вся совокупность вулканических пород была сформирована в одной геодинамической обстановке, а наблюдаемое многообразие химизма вулкаников является ее характерной особенностью.

Широкие вариации химического состава верхнеплиоцен-четвертичных вулкаников хорошо видны при анализе сводной выборки (около 500 анализов), составленной по упомянутым выше опубликованным и фондовым материалам. В количественном отношении они выражаются следующими пределами колебаний содержания основных петрогенных окислов (для базальтов): $SiO_2 = 43,03 \pm 52,97\%$, $TiO_2 = 0,14 \pm 2,14\%$, $Al_2O_3 = 13,35 \pm 23,57\%$, $FeO^* = 20,81 \pm 0,94\%$, $MgO = 10,38 \pm 2,44\%$, $CaO = 13,24 \pm 1,48\%$, $Na_2O = 1,30 \pm 5,78\%$, $K_2O = 0,46 \pm 3,45\%$.

Два главных тренда дифференциации отчетливо видны на диаграмме щелочи-кремнезем (рис. 34), где разделительная линия Ирвина-Барагара расчленяет ряд

$K_2O + Na_2O$ 

Р и с. 34. Диаграмма $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$ для верхнеплиоценовых (1) и четвертичных (2) вулканитов Малого Кавказа

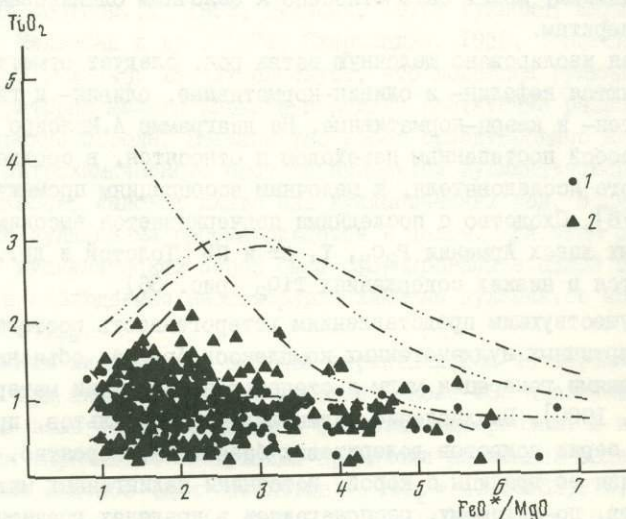
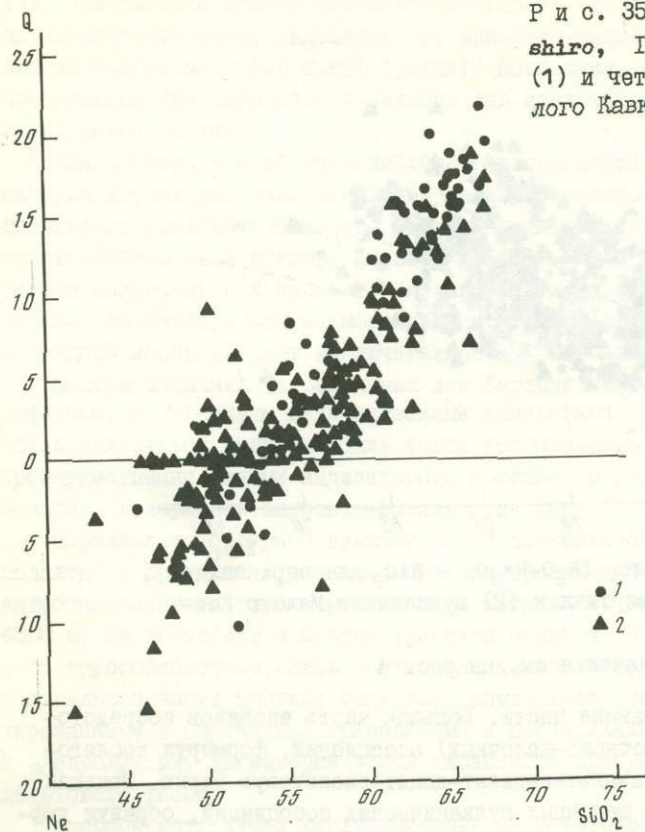
Условные обозначения см. на рис. 4

фигуративных точек на две неравные части. Большая часть анализов сосредоточена в поле субщелочных (известково-щелочных) ассоциаций, формируя последовательно дифференцированную базальт-андезит-дацит-риолитовую серию. Меньшая часть сконцентрирована в поле щелочных вулканических ассоциаций, образуя дифференцированную трахибазальт-трахиандезит-трахитовую серию. Небольшое число вулканитов по химизму может быть отнесено к щелочным оливиновым базальтам, гавайитам и муджиритам.

Рассматривая изолировано щелочную ветвь роя, следует отметить, что среди ее пород выделяются нефелин- и оливин-нормативные, оливин- и гиперстен-нормативные, гиперстен- и кварц-нормативные. На диаграмме А.Миясиро (рис. 35) они связаны между собой постепенным переходом и относятся, в соответствии с представлениями этого исследователя, к щелочным ассоциациям промежуточного типа [Miyashiro, 1978]. Сходство с последними подчеркивается высокими концентрациями в щелочных лавах Армении P_2O_5 , Y, Zr и Nb [Толстой и др., 1980], а отличие заключается в низких содержаниях TiO_2 (рис. 36).

Согласно существующим представлениям гетерогенность состава пород верхнеплиоцен-четвертичных вулканогенных комплексов Армении объясняется разными глубинными уровнями генерации магм и степенью ассимиляции материала коры [Толстой и др., 1980]. Выплавление магмы щелочных базальтов, производными которой являются серии покровов долеритовых базальтов, вероятно, осуществлялось из мантии, вблизи ее границы с корой. Источники палингенных магм липарито-дацитовых вулканов, по-видимому, располагались в пределах гранитно-метаморфического слоя. Для наиболее распространенных базальт-андезит-дацитовых серий предполагается дифференционно-ассимиляционный (мантийно-коровый) генезис.

Р и с. 35. Диаграмма А.Миясиро [Miya-shiro, 1978] для верхнеплиоценовых (1) и четвертичных (2) вулканитов Малого Кавказа



Р и с. 36. Диаграмма $TiO_2 - FeO^*/MgO$ для верхнеплиоценовых (1) и четвертичных (2) вулканитов Малого Кавказа

Условные обозначения см. на рис. 7

Выводы

На основании проведенного анализа состава и закономерностей пространственного распределения геологических комплексов можно констатировать, что в альпийской истории развития Малого Кавказа определено выделяются два крупных тектонических этапа.

Первый этап, по-видимому, начавшийся значительно ранее — в доальпийское время — продолжался в течение всего юрского и большей части мелового периодов. Характерной его особенностью является обязательная латеральная зональность размещения геологических комплексов: различаются комплексы, типичные для пассивных и активных континентальных окраин, а также для бассейнов с корой океанического типа. Реконструкция тектонических событий этого типа развития должна осуществляться с применением терминологии, принятой при описании современных геодинамических зон перехода от океанов к континентам. В соответствии с этой терминологией в современной структуре Малого Кавказа выделяются: сегмент пассивной континентальной окраины Африкано-Аравийского континента — Иранский микроконтинент; реликты океанической коры Мезотетиса — обдуцированные офиолитовые комплексы Вединской и Севано-Акеринской зон; фрагмент палеоостровной дуги — Сомхето-Кафанская зона. Смена состава геологических комплексов в вертикальном направлении свидетельствует о том, что условия осадконакопления и вулканизма в каждой из этих зон с течением времени существенно менялись.

Начало второго этапа тектонического развития Малого Кавказа фиксируется временем накопления карбонатного комплекса верхнего сенона, который перекрывает практически все существовавшие раньше палеогеодинамические зоны, полностью нивелируя тем самым предыдущую латеральную зональность распределения геологических комплексов. Этот комплекс имеет важнейшее значение как комплекс-показатель смены одного тектонического режима другим.

На ранних стадиях второго этапа (в палеогене) практически одновременно были образованы наложенные флишевые прогибы, которые также практически одновременно, к началу верхнего олигоцена, прекратили свое существование. Латеральная зональность размещения осадочных комплексов палеогена отсутствует. Вулканическая деятельность, пришедшая на смену флишевому осадконакоплению, достигла максимума в среднеэоценовое время. Родоначальными магмами, по-видимому, были магмы щелочного состава, контаминированные в разной степени коровым материалом в соответствии с конкретными условиями подъема к земной поверхности. Наблюдаемые вариации количественного соотношения известково-щелочных и щелочных пород скорее всего отражают не разницу геодинамических условий формирования вулканогенных комплексов, а подчеркивают неоднородность строения земной коры, представлявшей собой в момент их появления гигантскую тектоническую брекчию, составленную из фрагментов структур предшествующего этапа развития. Все это вместе взятое позволяет предполагать образование палеогеновых прогибов следствием одного и того же тектонического процесса, которым могло быть появление сдвиговой составляющей в ходе продолжающегося общего меридионального сближения крупных континентальных литосферных плит — Африкано-Аравийской и Евразийской, и, как следствие, вращение Иранского микроконтинента, зажатого между этими двумя плитами.

Поздняя стадия этапа (верхний олигоцен-антропоген) также характеризуется

формированием наложенных, но амагматичных (межгорных) прогибов, выполненных молассовыми комплексами. Латеральная зональность в их распределении отсутствует. Вулканическая деятельность концентрируется в пределах разделяющих эти прогибы растущих поднятий. Существует определенное сходство состава продуктов вулканизма ранней и поздней стадий второго этапа тектонического развития Малого Кавказа.

В связи со сказанным можно ожидать, что вулканогенные комплексы первого тектонического этапа должны иметь аналоги среди современных вулканогенных комплексов рифтовых зон континентов и активных континентальных окраин. Вместе с тем, открытым остается вопрос соответствия с таковыми вулканогенными комплексами второго этапа. Попытка решения этих задач может быть осуществлена путем прямого сопоставления химизма альпийских вулканитов Малого Кавказа с вулканитами современных геодинамических обстановок, посредством применения методов многомерного статистического анализа. Этому посвящена следующая глава.

Глава 2

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЬПИЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МАЛОГО КAVКАЗА И ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТЕКТОНОТИПОВ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Методика обработки данных

Использование петрохимической и геохимической информации в качестве дополнительного критерия при палеотектонических реконструкциях встречает ряд трудностей. Традиционная обработка петрохимических данных (построение бинарных и тройных диаграмм, вычисление различных петрохимических параметров и индексов и т.д.) позволяет только соотнести химический состав исследуемого вулканического комплекса (серии) с составом той или иной петрохимической серии (толеитовой, известково-щелочной или щелочной), оставляя в стороне вопрос о ее тектонической позиции. Диаграммы с оконтуренными полями развития вулканитов различных геодинамических обстановок (абиссальных равнин, срединно-океанических хребтов, островных дуг и т.д.) также обладают рядом существенных недостатков. Как показывает опыт, очень редко фигуративные точки анализируемой вулканической серии в точности совпадают с областью концентрации анализов тектонотипа. Чаще же они образуют расплывчатое облако, природа которого не может быть проинтерпретирована однозначно. В значительной мере это связано с тем, что большинство бинарных и тройных диаграмм ориентировано на отражение неких особенностей процесса магматической дифференциации, так как основаны на определении корреляционных связей между двумя — тремя петрогенными элементами. Кроме того, петрохимические параметры на таких диаграммах представляют собой статичную систему, не обладающую необходимой динамикой.

В последнее время для решения многих геологических задач, в том числе и при анализе петрохимической информации, применяются методы многомерного статистического анализа [Абрамович, Клушин, 1978; Дуденко и др., 1977; Мишин и др., 1974; Кутолин, 1969; Кутолин, 1972; Pearce, 1976]. Среди них наибольшее распространение получил факторный анализ и его различные модификации [Йёреског и др., 1980]. В данной работе использован метод главных компонент (на основе факторного анализа). При интерпретации структуры ковариационной матрицы исходных петрохимических данных этот метод позволяет сделать выводы с одной стороны о характере взаимосвязи между главными петрогенными окислами, с другой — получить представление о динамике формирования этой взаимосвязи.

В качестве материала для исследований таких связей использованы данные по вещественному составу вулканитов альпийского этапа развития Малого Кавказа и данные по вещественному составу вулканитов современных геодинамических обстановок, тектоническая позиция которых сомнений не вызывает. При этом, следуя основным принципам актуализма, постулируется, что сходство химизма

современных базальтов с мезозойскими и кайнозойскими говорит и о сходстве геодинамических обстановок их формирования.

Следуя общегеологическим соображениям можно полагать, что сложившаяся возрастная и пространственная последовательность образования основных альпийских вулканогенных комплексов Малого Кавказа отражает историческую смену палеогеодинамических условий их формирования. Последние могут быть сходны с геодинамическими условиями формирования современных и четвертичных вулканических серий континентальных рифтов, активных окраин, внутриокеанических островов, а также осевых зон срединно-океанических хребтов и окраинных морей. Поэтому для сравнения собраны петрохимические данные наиболее типичных представителей указанных геодинамических обстановок.

Сравнительный материал составил 1053 опубликованных полных химических анализа, объединенных в соответствии со своим тектоническим положением в 30 выборок (табл. 1). Сравнение проводилось на уровне пород базальтового состава ($\text{SiO}_2 \leq 53\%$). Имеющиеся в распоряжении автора данные по Малому Кавказу включают 394 полных химических анализа базальтов, заимствованных из литературных и фондовых источников, а также 200 оригинальных. Объединение в выборки произведено с учетом возраста и тектонического положения вулканических комплексов (табл. 2).

В процессе отбора данных автор руководствовался следующими основными критериями: по мировым тектонотипам использовались анализы базальтов четвертичных и современных (в единичных случаях - неогеновых) извержений; в одну выборку включались анализы только одной тектонической области; химические анализы, в которых сумма окислов составляла менее 99% и более 101% и содержание летучих компонентов более 5% - отбраковывались, также как анализы образцов, со значительными вторичными изменениями; выборки базальтов из дифференцированных серий составлены в соответствии с описанным выше ограничением по кремнезему.

Обработка имеющихся данных с использованием аппарата математической статистики включала в себя следующее:

1. Получение выборочных оценок величин среднего и дисперсии (стандартного отклонения). Этому предшествовала процедура определения функций распределения отдельных переменных как в каждой выборке, так и во всей совокупности

Т а б л и ц а 1

Выборки базальтов мировых тектонотипов современных геодинамических обстановок

Геодинамическая обстановка	Возраст	Источник информации
Срединно-океанические хребты:		
Восточно-Тихоокеанский	Q	Engel, Engel, 1964
Срединно-Атлантический	Q	Engel, Engel, 1964
Центральноиндийский	Q	Hekinian, 1968
Окраинные бассейны:		
Лау	$N_1(?)$	James, Hawkins, 1976
Островные дуги и активные континентальные окраины:		
Курильская (Центральная группа островов)	Q	Эрлих, 1966

Геодинамическая обстановка	Возраст	Источник информации
Идзу-Бонин	Q	Ono, 1962
Тонга	Q	Ewart et al., 1977; Ewart, Bryan, 1972
Кермадек	Q	Ewart et al., 1977
Марианская	Q	Larson et al., 1974
Бисмарка	Q	Lowder, Carmichael, 1970; Cook et al., 1976; McKee et al., 1976; Blake, Ewart, 1974; Morgan, 1966
Камчатка (Восточнокамчатская зона)	Q	Эрлих, 1966
Камчатка (Центральнокамчатская депрессия)	Q	Эрлих, 1966
Камчатка (Срединный хребет)	Q	Эрлих, 1966
Курильская (Северная группа островов)	Q	Эрлих, 1966
Японская	Q	Ono, 1962
Папуа-Новая Гвинея	Q ₃	McKenzie, 1976; Heming, 1974; Rixton, 1966
Зондская (остров Суматра)	Q	Westerveld, 1952
Центральная Америка	Q	McBirney, Williams, 1965; Stolber, Rose, 1970; Tourson, 1973; Ui, 1973; Rose, Stolber, 1969
Анды	Q	Hörmann et al., 1973; Fernander et al., 1973; Noble et al., 1975
Континентальные рифты:		
Тункинский	N-Q	Коллекция Грачева А.Ф.
Грабен Лимань (вулкан Шен-де-Пюи)	Q ₄	Brousse, 1961
Грабен Лимань (вулкан Мон-Дор)	N ₂	Brousse, 1961
Афар Данакильский грабен (вулкан Эрта-Але)	Q	Tazieff et al., 1968; Birouard et al., 1980
Рифт оз.Тана (серия Траш)	F ₂	Шейнманн, 1968
Внутриокеанические острова:		
Азорские	Q	White et al., 1979
Канарские (остров Тенерифе)	Q	White et al., 1979
Тристан-да-Кунья	Q	Baker et al., 1964
Гоф	Q	LeMaitre, 1962
Святой Елены	Q	Baker, 1969
Мохели	Q	Strong, 1972

с использованием теста χ^2 при уровне значимости 0,001 и различных интервалах осреднения. В большинстве случаев не отвергалась гипотеза о нормальном распределении, поэтому оценки среднего и дисперсии исчислялись в предположении нормального закона распределения, с выделением аномальных объектов (отдельных анализов) на уровне $\pm 3\sigma$ для каждой отдельно взятой выборки. Эти объекты затем исключались из всего цикла последующей обработки, так как сох-

Выборка базальтов из альпийских вулканогенных комплексов
Малого Кавказа

Положение в структуре Малого Кавказа	Возраст	Источник информации
Нахичеванская подзона (разрезы у с. Азнабюрт и ст. Неграм)	J ₁	Авторские данные
Сомхето-Агдамская подзона	J ₂	Абдуллаев, 1963; Лебедев, Малхасян, 1965; Геол. АрмССР, 1970; Геология Азербайджана, 1952
Карабахский прогиб	J ₂	Авторские данные
Лачинский прогиб	J ₂	Авторские данные
Кафанский прогиб	J ₃ -K ₁	Лебедев, Малхасян, 1965; Абовян и др., 1962
Иджеванский (Казахский) прогиб	K ₂ sn ₁	Абдуллаев, 1963; Аскеров, 1968; Геол. АрмССР, 1970; Мнацаканян, 1981
Мартунинский прогиб	K ₂ sn ₁	Авторские данные
Гадрутский прогиб	K ₂ sn ₂	Авторские данные
Гочазский прогиб	K ₂ sn ₂	Григорьев, Соколов, 1978; авторские данные
Талышский прогиб	F ₂ ¹⁻²	Азизбеков и др., 1979
Аджаро-Триалетский прогиб	F ₂	Надарейшвили, 1974; Лорд- кипанидзе, Закариадзе, 1974; авторские данные
Севано-Ширакский прогиб	F ₂	Абовян и др., 1962; Геол. АрмССР, 1970
Еревано-Ордубадский прогиб	F ₂	Геол. АрмССР, 1970; Джрбашян и др., 1976
Вулканические нагорья Армянской ССР	N ₂ ³	Харазян, 1971; Харазян, 1974; Адамян, 1961; Адамян, 1963; Схиртладзе, 1958; Геол. АрмССР, 1970; Абовян и др., 1962
Вулканические нагорья Армянской ССР	Q	Гукасян, Ширинян, 1978; Малхасян и др., 1974; Схиртладзе, 1958; Абовян и др., 1962

ранение их в выборках малого объема приводило к смещению оценок и потере устойчивости получаемых решений. Такое формальное усечение имело целью повышение гомогенности исследуемых выборок с учетом их различной представительности. Для дальнейшей обработки проводилась стандартизация к нулевому среднему и единичной дисперсии, что связано с различным масштабом содержаний и вариаций отдельных элементов.

2. Применение R - модели факторного анализа на основе метода главных компонент. Факторизация аналитических данных проводилась с двойной целью:

а. Интерпретации выделенных на основе анализа корреляционных связей ассоциаций переменных для получения данных, дополняющих результаты традиционных способов обработки петрохимических данных и получения более наглядной ин-

формации о петрохимической специализации исследуемых выборок. Допустимость использования парного коэффициента корреляции в качестве меры сходства между переменными вытекает из линейного характера зависимости между ними. Это хорошо видно на бинарных диаграммах, построенных для пар исходных переменных как в отдельных выборках, так и в целом для совокупности. Значимость факторных нагрузок (нагрузок переменных на факторы) определялась в соответствии с критерием Захерта-Фридмана (учет нагрузок, превышающих удвоенное стандартное отклонение) при использовании ковариационной матрицы. Кроме того, учитывалось, что величина факторной нагрузки может рассматриваться в качестве коэффициента корреляции между исходной переменной и новой переменной - фактором. В последнем случае проверялась гипотеза отличия от нуля (значимости) коэффициента корреляции с использованием стандартных процедур. Интерпретация структуры полученных факторов проводилась в соответствии с обоими указанными критериями.

6. Ортогональность новых переменных (статистическая независимость факторов) позволяет избежать особых и плохо обусловленных матриц ковариации, появляющихся при наличии в исходной системе высоких коэффициентов корреляции. Тем самым улучшаются результаты применения процедур классификации. Важно отметить, что использование факторов вместо исходных переменных позволяет сохранить большую часть информации об изменчивости исходной системы (вклад четырех главных факторов в суммарную дисперсию обычно более 85%).

3. Построение иерархической классификации отдельных объектов с использованием парагруппового метода кластерного анализа [Мишин и др., 1974; У.Крамбейн и др., 1973; Д.Девис, 1977] на основе обобщенного расстояния Махалано-биса в признаковом пространстве. Результаты классификации представлены в виде двумерных графов (дендрографов), построенных с учетом внутри- и межгрупповых расстояний.

Статистическая обработка аналитических данных была проведена на ЭВМ ЕС-1023 по комплексу программ, разработанных под руководством В.И.Мишина.

Результаты факторного и кластерного анализов

Формулы компонент (факторов), определяющих главные ассоциации петрогенных элементов, для всех имеющихся выборок имеют вид:

$$F_1 = \frac{\text{Na}_2\text{O}^{62} \text{SiO}_2^{59} \text{K}_2\text{O}^{50} \text{Al}_2\text{O}_3^{45} (\text{Fe}_2\text{O}_3^{20})}{\text{MgO}^{74} \text{CaO}^{74} \text{FeO}^{64} (\text{TiO}_2)^{13}} \quad 35,41\%$$

$$F_2 = \frac{\text{SiO}_2^{54} \text{Al}_2\text{O}_3^{53} (\text{CaO}^{13} \text{FeO}^{12})}{\text{TiO}_2^{78} \text{K}_2\text{O}^{52} \text{Fe}_2\text{O}_3^{48} \text{Na}_2\text{O}^{40} (\text{MgO}^{17})} \quad 25,74\%$$

$$F_3 = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3^{72} (\text{CaO}^{40} \text{Al}_2\text{O}_3^{25})}{\text{FeO}^{62} (\text{SiO}_2^{51} \text{TiO}_2^{29} \text{Na}_2\text{O}^{26} \text{K}_2\text{O}^{20} \text{MgO}^{07})} \quad 10,87\%$$

$$F_4 = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3^{56} (\text{TiO}_2^{33} \text{FeO}^{24} \text{CaO}^{22} \text{Na}_2\text{O}^{21})}{(\text{SiO}_2^{36} \text{MgO}^{35} \text{Fe}_2\text{O}_3^{13} \text{K}_2\text{O}^{10})} \quad 8,41\%$$

$$F_5 = \frac{K_2O^{56} (MgO^{31} Al_2O_3^{26} CaO^{07})}{(Fe_2O_3^{28} SiO_2^{23} TiO_2^{22} FeO^{14} Na_2O^{04})} \quad 5,56\%$$

В числителе формул расположены элементы, положительно скоррелированные между собой и с данной компонентой; в знаменателе — положительно скоррелированные между собой и отрицательно с компонентой. В правом верхнем углу каждого окисла указана доля дисперсии его, описываемая соответствующим фактором (коэффициент корреляции окисла с компонентой или собственно факторная нагрузка, умноженный на 100). В процентах даны веса компонент (вклад их в суммарную дисперсию).

Фактор F_1 отражает антагонизм ассоциаций окислов: SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O с одной стороны и CaO , MgO и FeO — с другой. Иными словами, этот фактор определяет в пределах каждой выборки такую направленность процесса магматической дифференциации, при которой происходит обогащение наиболее поздних порций расплава глиноземом, щелочами и окисным железом в результате раннего фракционирования оливина, пироксена и рудных минералов ("боуэновский" тренд дифференциации). Такая же трактовка первого фактора приведена в работах В.И.Мишина и др. [1974] и А.Ф.Грачева [1977].

Фактор F_2 характеризуется полярным расположением SiO_2 и Al_2O_3 против TiO_2 , K_2O , Fe_2O_3 и Na_2O , что реализуется в обособлении по оси этого фактора двух основных петрохимических типов базальтов: толеитовых и щелочных.

Значимыми факторными нагрузками в формуле фактора F_3 обладают окисное и закисное железо, которые противопоставляются друг другу. Отношение Fe_2O/FeO может быть использовано для качественной оценки pO_2 в кристаллизующемся базальтовом расплаве [Кеннеди, 1950]. Однако в связи с тем, что в обсуждение вовлечена часть опубликованного материала, для которого нельзя учесть степень гипергенного окисления и окисления проб при подготовке к анализу, характеристика выборок базальтов по отношению к фактору F_3 теряет смысл. Это обстоятельство усугубляется и тем, что вклад этого фактора в суммарную дисперсию не превышает 11%.

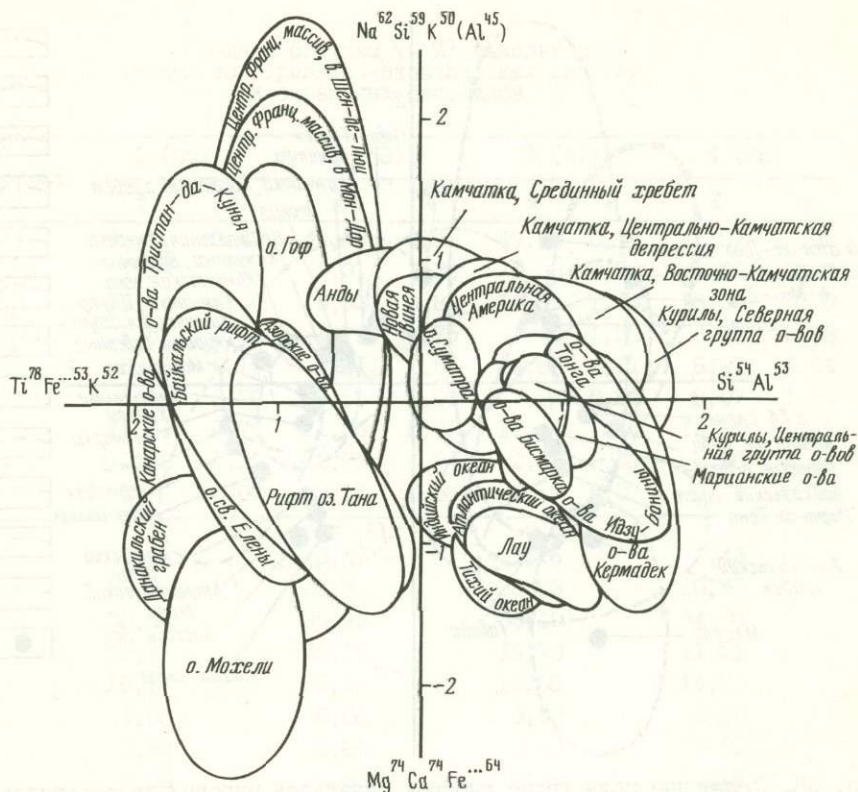
Четвертый и пятый факторы не обсуждаются в силу того, что значимые факторные нагрузки в них имеет только один из окислов (алюминия — в факторе F_4 и калия — в факторе F_5), а оба фактора в сумме характеризуют небольшую часть (около 14%) общей изменчивости и, по-видимому, носят случайный характер.

Таким образом, только первые два фактора могут быть использованы для анализа петрохимической специализации базальтов различных геодинамических обстановок, поскольку отражают особенности магматической дифференциации и охватывают большую часть (~61%) суммарной дисперсии.

Анализ диаграмм F_1 - F_2 удобно построить в следующей последовательности. Сначала рассмотрим положение областей концентраций фигуративных точек вулканических серий выбранных нами тектонотипов современных геодинамических обстановок, а затем сопоставим с полученными эталонами аналитические данные по альпийским вулканическим комплексам Малого Кавказа.

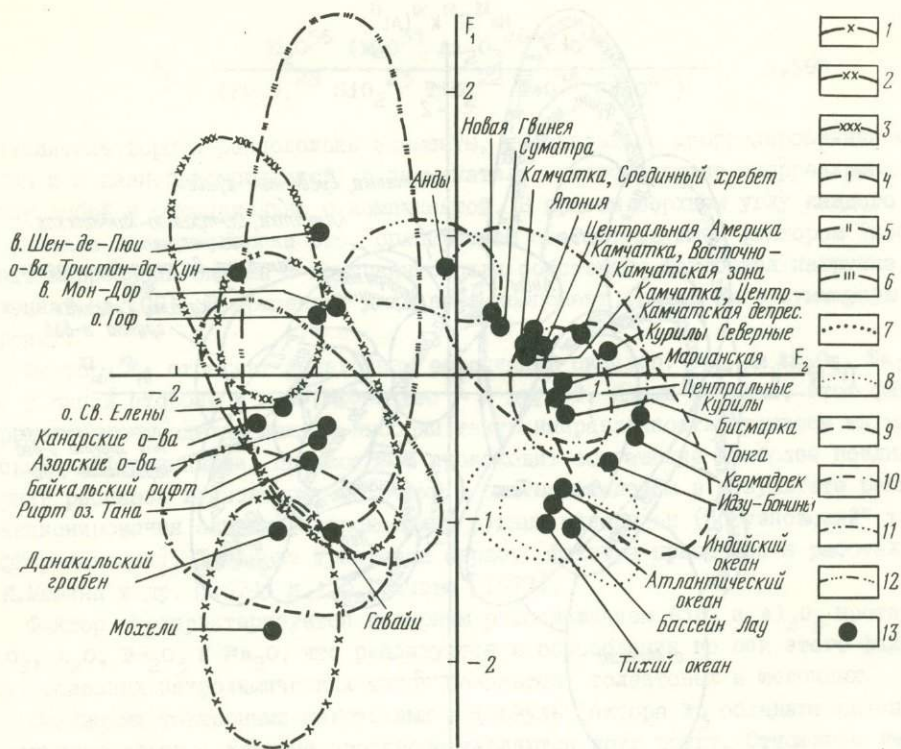
Факторная диаграмма состава базальтов тектонотипов современных геодинамических обстановок приведена на рисунках 37 и 38*. Правую, толеитовую

* На диаграммах F_1 - F_2 показаны окислы, имеющие значимые факторные нагрузки.



Р и с. 37. Положение выборок базальтов мировых тектонотипов современных геодинамических обстановок в пространстве первого-второго факторов

ветвь на диаграмме образуют поля фигуративных точек химических анализов базальтов срединно-океанических хребтов и активных континентальных окраин, расположившиеся в определенной последовательности. В крайней нижней части сконцентрированы выборки базальтов осевых зон срединно-океанических хребтов и бассейна Лау, сформировавшие единую группу. Средние составы базальтов этих выборок (табл. 3) соответствуют оливиновым толеитам, недосыщенным кремнеземом ($SiO_2 = 40,07 \pm 49,71\%$). Отличительной особенностью их химизма являются аномально низкие для этой ветви содержания K_2O (K_2O/Na_2O колеблется в пределах $0,05-0,10$), глинозема ($Al_2O_3 = 15,44 \pm 16,59\%$) и окисного железа ($Fe_2O_3 = 1,57 \pm 2,48\%$), наряду с высокими содержаниями CaO ($11,05-11,94\%$), MgO ($6,99-8,19\%$) и FeO ($6,27-8,35\%$). Отношение FeO^*/MgO (где $FeO^* = Fe_2O_3 + FeO$), характеризующее степень фракционирования базальтовой магмы, также имеет наиболее низкие значения и узкий интервал вариаций ($1,07-1,42$). Значительный разброс по оси второго фактора существует в выборках составов базальтов из осевых зон Центральноиндийского и в меньшей степени Срединно-Атлантического хребтов, что обусловлено вариацией их состава от оливиновых базальтов до глиноземистых плагиобазальтов. Последние обеднены TiO_2 и обогащены CaO и Al_2O_3 и весьма похожи на аналогичные базальты островных дуг [Добрецов, 1981].



Р и с. 38. Суммарные поля групп выборок базальтов мировых тектонотитов и положение точек средних составов отдельных выборок в пространстве первого-второго факторов

I-3 — внутриокеанические острова: 1 — Мохели, 2 — Канарские, Азорские, Св.Елены, 3 — Тристан-да-Кунья, Гоф; 4-6 — континентальные рифты: 4 — Данакильский грабен, 5 — грабен оз.Тана, Тункинский рифт, 6 — грабенообразные впадины Центрального Французского массива (вулканы Шен-де-Пюи, Мон-Дор); 7 — срединно-океанические хребты: Срединно-Атлантический, Восточно-Тихоокеанский, Центральноиндийский; 8 — окраинные бассейны: бассейн Лау; 9-12 — активные континентальные окраины и островные дуги: 9 — Тонга, Кермадек, Идзу-Бонины, 10 — острова Бисмарка, Центральные Курилы, Марианские острова, 11 — Северные Курилы, Камчатка, Япония, о-в Суматра, о-в Новая Гвинея, Центральная Америка, 12 — Анды; 13 — точки средних составов отдельных выборок

Разброс данных по оси первого фактора базальтов указанной группы незначителен, что подчеркивается небольшой дисперсией содержания SiO_2 , Na_2O и K_2O .

Выборки базальтов активных континентальных окраин сформировали несколько групп, что наиболее отчетливо видно на факторной диаграмме средних значений окислов для каждой выборки (см. рис. 38). Первую группу образовали базальты из островных дуг Тонга, Кермадек и Идзу-Бонин, вторую — базальты из островных дуг Бисмарка, Марианской и Курильской (Центральная группа островов). Третья группа представлена базальтовыми выборками Северной группы Курильских островов, Камчатки, Центральной Америки, Японских островов, о-ва Суматра и о-ва

Средние составы (в %) базальтов осевых зон срединно-океанических хребтов и окраинных бассейнов

Компонент	I (25)		2 (58)		3 (4I)		4 (38)	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	49,7I	0,47	49,63	0,90	49,55	0,74	40,07	0,99
TiO ₂	1,59	0,44	1,3I	1,36	1,33	0,30	1,12	0,46
Al ₂ O ₃	15,44	1,46	15,83	0,84	16,59	1,50	16,35	0,73
Fe ₂ O ₃	1,57	0,44	1,79	0,75	2,48	1,50	2,36	0,98
FeO	8,35	2,15	7,6I	1,51	6,88	1,11	6,27	1,24
MgO	6,99	0,76	8,19	1,06	7,58	0,57	8,07	1,59
CaO	11,54	0,79	11,05	0,72	11,44	1,14	11,94	1,35
Na ₂ O	2,62	0,25	2,75	0,24	2,68	0,39	2,36	0,46
K ₂ O	0,16	0,07	0,14	0,06	0,19	0,07	0,24	0,19
Q	-		-		-		-	
Or	0,94		0,87		1,16		1,43	
Ab	22,26		23,70		23,03		20,42	
An	30,54		30,93		33,19		34,08	
Di	22,77		20,12		19,73		21,29	
Hу	16,17		13,15		12,86		14,20	
Ol	1,56		6,06		3,83		2,90	
Mt	2,32		2,65		3,65		3,50	
Ilm	3,08		2,53		2,57		2,18	
Sl	35,52		39,97		38,25		41,82	
d	1,15		1,27		1,31		1,11	
DI	23,59		24,57		24,18		21,86	
CI	52,49		54,66		55,99		58,90	
FeO*/MgO	1,42		1,15		1,24		1,07	
K ₂ O/Na ₂ O	0,06		0,05		0,07		0,10	
K ₂ O+Na ₂ O	2,78		2,89		2,87		2,60	
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,19		0,24		0,36		0,38	

Примечание. I - Восточно-Тихоокеанское поднятие; 2 - Срединно-Атлантический хребет; 3 - Центральноиндийский хребет; 4 - бассейн Лау. Здесь и далее цифры в скобках - количество анализов

Новая Гвинея. Несколько обособлены базальты андийской континентальной окраины.

Толейтовые серии первой группы по особенностям петрохимического состава наиболее близки океаническим толейтам, хотя и отличаются от последних по ряду показателей (табл. 4). Для них характерны незначительно повышенные концентрации SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ и K₂O, при относительно пониженном содержании FeO, MgO и CaO.

Интенсивнее меняется баланс концентраций этих окислов в базальтах второй группы. Количество окиси калия возрастает в них по сравнению с океаническими толейтами почти в пять раз. Менее отчетливо проявлена тенденция накопления в породах окисного железа (в 2 - 2,5 раза), а также кремнезема и глинозема (в 1,2-1,5 раза).

Средние составы (в %) и нормативные характеристики базальтов активных континентальных окраин

Компонент	I (I2)		2 (29)		3 (42)		4 (I9)		5 (I4)		6 (I8)		7 (44)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	50,50	1,41	50,69	1,60	50,92	1,33	52,11	0,56	48,79	1,86	51,13	0,96	49,85	1,31
TiO ₂	0,98	0,54	0,88	0,24	1,04	0,32	0,45	0,20	0,97	0,16	0,90	0,10	0,82	0,25
Al ₂ O ₃	16,67	2,20	17,67	1,51	16,82	1,81	16,23	1,33	18,67	1,35	17,45	1,08	19,62	1,53
Fe ₂ O ₃	4,32	1,53	3,74	2,12	3,53	1,28	4,99	1,10	4,42	1,08	4,12	1,18	4,14	1,31
FeO	6,12	1,89	6,96	1,97	8,98	1,63	4,56	1,49	6,05	1,22	6,66	1,15	5,69	1,42
MgO	6,10	1,01	5,55	1,49	5,11	0,73	7,64	1,25	5,72	0,76	4,99	0,54	4,74	1,02
CaO	11,19	0,91	11,15	1,66	10,79	1,00	10,92	0,31	10,91	0,76	10,52	0,89	10,59	0,99
Na ₂ O	2,56	1,22	1,94	0,55	1,87	0,35	2,23	0,31	2,40	0,30	2,67	0,18	2,29	0,44
K ₂ O	0,18	0,04	0,31	0,13	0,35	0,11	0,71	0,13	0,80	0,23	0,67	0,07	0,81	0,30
Q	3,95		6,01		6,33		4,81		0,70		3,74		3,69	
Or	1,09		1,87		2,05		4,17		4,82		4,01		4,87	
Ab	21,90		16,56		15,90		18,90		20,60		22,82		19,68	
An	33,96		39,03		36,71		32,25		38,27		33,92		41,48	
Di	17,97		13,76		14,14		17,44		13,34		15,24		9,41	
Hy	12,89		15,60		17,74		14,33		13,91		12,52		13,19	
Ol	-		-		-		-		-		-		-	
Mt	6,36		5,49		5,15		7,25		6,49		6,03		6,09	
Ilm	1,90		1,69		1,98		0,85		1,87		1,73		1,59	
Sl	32,63		29,97		25,76		37,96		29,48		26,09		26,82	
Di	26,94		24,43		24,29		27,88		26,11		30,57		28,25	
Cl	53,57		54,83		50,90		55,73		54,88		49,40		54,25	
FeO*/MgO	1,71		1,93		2,45		1,25		1,83		2,16		2,07	
K ₂ O/Na ₂ O	0,07		0,16		0,18		0,32		0,33		0,25		0,35	
K ₂ O+Na ₂ O	2,73		2,25		2,22		2,94		3,20		3,34		3,10	
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,71		0,54		0,39		1,10		0,73		0,62		0,73	

8 (67)		9 (45)		10 (58)		11 (41)		12 (48)		13 (11)		14 (27)		15 (15)	
\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
50,90	1,09	49,54	1,99	51,41	0,79	50,41	1,45	49,27	2,08	51,22	0,95	50,89	1,60	52,30	0,48
0,91	0,27	1,15	0,33	1,01	0,22	1,06	0,37	1,05	0,67	1,44	0,12	1,13	0,21	1,40	0,20
18,43	1,80	17,56	1,55	16,88	1,71	17,42	1,58	17,32	1,88	16,17	0,20	16,15	1,59	15,91	0,98
3,73	1,34	4,39	1,44	3,75	1,08	3,69	1,46	3,77	1,73	2,81	0,66	3,30	1,08	3,58	1,62
5,83	1,14	6,18	1,40	5,94	0,86	6,24	1,39	6,08	1,84	6,55	0,65	5,40	1,17	4,62	1,54
5,88	1,65	5,41	1,46	6,69	1,53	6,38	1,56	5,45	2,15	7,96	0,59	6,92	1,85	7,86	1,04
9,59	0,92	10,18	1,42	9,53	0,75	9,38	1,08	8,10	1,51	8,52	0,15	8,92	1,08	7,57	0,47
2,67	0,47	2,70	0,44	2,87	0,39	2,88	0,63	2,88	0,85	3,20	0,22	2,88	0,41	3,37	0,43
0,85	0,40	0,88	0,44	1,12	0,34	1,16	0,47	0,92	0,66	1,16	0,36	1,73	0,63	2,31	0,85
2,57		1,71		1,03		-		1,55		-		-		-	
5,10		5,28		6,66		6,97		5,65		6,94		10,49		13,82	
22,91		23,33		24,48		24,68		25,42		27,38		25,07		28,81	
36,19		33,89		30,11		31,63		32,96		26,55		26,73		21,71	
9,64		14,25		14,09		12,53		11,36		12,96		14,99		12,87	
16,37		12,83		16,21		16,46		16,87		14,43		14,53		9,70	
-		-		-		0,28		-		4,87		1,06		5,15	
5,47		6,49		5,49		5,42		5,70		4,12		4,92		5,25	
1,74		2,22		1,94		2,04		2,28		2,76		2,21		2,69	
30,99		27,68		32,85		31,37		29,55		36,68		34,18		36,14	
30,58		30,32		32,17		31,65		32,62		34,32		35,56		42,64	
51,26		50,31		49,00		49,00		48,06		47,09		46,79		43,05	
1,63		1,95		1,45		1,55		1,81		1,18		1,26		1,04	
0,32		0,32		0,39		0,40		0,32		0,36		0,60		0,69	
3,52		3,58		3,99		4,04		3,80		4,36		4,61		5,68	
0,64		0,71		0,63		0,59		0,62		0,43		0,61		0,78	

Примечание. I - Тонга; 2 - Кермадек; 3 - Идзу-Юшун; 4 - Бисмарка; 5 - Курильская (Центральная группа островов); 6 - Марианская; 7 - Курильская (Северная группа островов); 8 - Камчатка (Восточно-Камчатская зона); 9 - Центральная Америка; 10 - Камчатка (Центральнокамчатская депрессия); 11 - Камчатка (Срединный хребет); 12 - Японская; 13 - о-в Суматра; 14 - о-в Новая Гвинея; 15 - Анди

Особенности химизма базальтовых серий третьей группы островных дуг определяются еще более значительным изменением соотношений главных петрогенных окислов в сторону увеличения содержаний щелочных элементов (табл. 4). Темп накопления кремнезема и глинозема сохраняется таким же, как во второй группе базальтов островных дуг, однако содержание K_2O по отношению к океаническим толеитам возрастает в среднем в шесть-девять раз. Наиболее высокие концентрации (2,31%) окиси калия (как и общая щелочность) отмечается в базальтах андийской континентальной окраины.

В целом для островодужных базальтов (судя по вовлеченным в обработку данным) характерны значительно более высокие, чем для океанических, коэффициенты фракционирования ($FeO^*/MgO = 1,18 \div 2,45$) и степень окисленности железа ($Fe_2O_3/FeO = 0,39 \div 1,01$). Пропорционально возрастает также и дисперсия содержаний большинства окислов, что хорошо видно по тому, как вытянуты облака аналитических данных вдоль оси первого фактора (см. рис. 37). В то же время поведение TiO_2 в базальтах охарактеризованных выше выборок, относительно независимо (дисперсия минимальна), хотя и намечается слабая тенденция уменьшения концентраций этого окисла в базальтах островных дуг.

Аналогичные закономерности эволюции составов конкретных вулканических серий правомерны и для щелочной ветви (левая часть диаграммы), образованной полями фигуративных точек анализов щелочных базальтов внутриокеанических островов и континентальных рифтов. Выборки внутриокеанических островов образовали вдоль оси первого фактора ряд (см. рис. 37 и 38), крайними членами которого с одной стороны являются обогащенные CaO (II, 23%) и MgO (IO, 18%) базальты о-ва Мохели, а с другой — базальты о-вов Тристан-да-Кунья и о-ва Гоф, с характерными для них повышенными концентрациями SiO_2 (47,33÷49,02%), Al_2O_3 (16,87÷17,15%), Na_2O (3,32÷4,12%) и K_2O (2,55÷2,88%). Промежуточное положение по соотношению главных петрогенных окислов занимают в этом ряду вулканы Канарских (о-в Тенерифе), Азорских островов и о-ва Св.Елены (табл. 5).

В предпринятом анализе выборок щелочных базальтов континентальных рифтов наиболее "мафическими" являются базальты вулканической серии Эрта-Але Данакильского грабена впадины Афар, обладающие аномально низкими концентрациями глинозема (12,76%) и окиси калия (0,82%). Среднее содержание этих компонентов (табл. 6) увеличивается в четвертичных базальтах Байкальского рифта и грабена оз.Тана и достигает максимальных значений в основных вулканитах плиоцен-четвертичных стратовулканов грабенообразных впадин Центрального Французского массива (вулканы Шен-де-Пюи и Мон-Дор). Для последних характерны также наиболее высокие коэффициенты фракционирования ($FeO^*/MgO = 1,91 \div 2,21$) и дисперсия содержаний большинства окислов.

Таким образом, на основе проведенного анализа соотношений главных петрогенных окислов можно сделать вывод о том, что вулканические серии, сформированные в однотипной современной геодинамической обстановке, обладают набором петрохимических признаков, сближающих их между собой и в то же время отделяющих от вулканических серий других обстановок. Существующие же в пределах каждой серии вариации содержаний отдельных окислов представляют вариации регионального плана и не выходят за пределы колебаний тектонотипа. Сказанное является основанием для объединения выборок в группы, рассматриваемые в дальней-

Средние составы (в %) и нормативные характеристики базальтов внутриокеанических островов

Компонент	I (22)		2 (I7)		3 (3I)		4 (IO)		5 (I4)		6 (29)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	44,15	1,77	44,50	3,31	47,33	0,94	45,32	1,01	49,02	2,05	47,33	1,70
TiO ₂	2,58	0,30	3,65	1,17	2,80	0,50	3,01	0,52	3,00	0,29	3,32	0,58
Al ₂ O ₃	11,65	1,63	15,54	4,34	15,68	1,51	16,01	0,94	16,87	1,06	17,15	1,41
Fe ₂ O ₃	4,60	1,13	4,57	2,02	3,29	1,00	3,04	1,18	3,18	1,29	3,56	0,95
FeO	8,73	1,17	7,44	1,74	7,76	0,89	9,90	0,96	6,80	1,31	6,78	1,14
MgO	10,18	2,77	7,04	2,56	7,06	2,08	5,46	1,73	5,38	1,90	4,39	0,98
CaO	11,23	0,84	10,38	1,72	9,78	1,09	9,20	1,72	7,69	1,24	9,09	1,33
Na ₂ O	2,51	0,68	3,67	1,56	3,52	0,62	3,83	1,14	3,32	0,55	4,12	0,64
K ₂ O	0,94	0,29	1,65	0,49	1,44	0,36	1,42	0,44	2,55	0,84	2,88	0,67
Or	5,73		9,90		8,63		8,73		15,40		17,28	
Ab	14,30		23,27		22,11		20,68		28,55		16,31	
An	18,39		21,39		23,05		23,18		24,11		20,04	
Ne	4,16		9,90		4,38		7,02		0,11		10,32	
Di	31,46		14,58		21,01		19,78		11,95		20,65	
Ol	13,96		7,18		10,61		10,11		9,33		3,77	
Mt	6,90		6,73		4,84		4,58		4,72		5,24	
Ilm	5,08		7,04		5,39		5,93		5,83		6,40	
Sl	37,88		28,89		30,60		24,00		25,23		20,18	
Dl	24,33		33,08		35,11		36,43		44,06		43,91	
Cl	52,94		47,47		45,89		41,06		39,63		38,14	
FeO ^т /MgO	1,31		1,71		1,57		2,20		1,86		2,36	
K ₂ O/Na ₂ O	0,37		0,45		0,41		0,37		0,77		0,70	
K ₂ O+Na ₂ O	3,45		5,32		4,96		5,25		5,87		7,00	
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,53		0,61		0,42		0,34		0,47		0,53	

П р и м е ч а н и е . 1 - о-в Мохели; 2 - Канарские острова (о-в Тенерифе); 3 - Азорские острова; 4 - о-в Св.Елены; 5 - о-в Гоф; 6 - О-ва Тристан-да-Кунья.

Средние составы (в %) и нормативные характеристики базальтов континентальных рифтов

Компонент	1 (20)		2 (20)		3 (II9)		4 (72)		5 (47)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	49,61	1,42	46,25	1,61	46,51	1,32	48,50	2,26	48,55	3,72
TiO ₂	2,32	0,60	1,75	0,65	2,35	0,47	2,54	0,63	2,47	0,77
Al ₂ O ₃	12,76	1,84	15,23	1,23	15,42	1,13	17,16	1,15	16,82	1,80
Fe ₂ O ₃	3,93	1,60	5,26	2,00	4,23	1,57	4,31	1,59	4,12	1,32
FeO	8,98	1,86	6,78	1,68	7,41	1,49	6,81	1,77	5,33	2,11
MgO	7,71	2,28	8,01	2,25	8,07	0,91	5,03	1,56	4,95	2,10
CaO	10,38	1,64	9,82	1,11	8,52	0,72	8,83	1,23	8,99	1,83
Na ₂ O	3,06	0,57	2,70	1,03	2,77	0,78	3,64	0,72	3,62	0,70
K ₂ O	0,82	0,45	1,37	0,68	1,39	0,58	1,85	0,41	2,39	0,84
Or	4,87		8,13		8,51		11,09		14,54	
Ab	26,00		22,68		23,32		27,92		25,29	
An	18,74		26,14		26,43		25,34		23,23	
Ne	-		0,46		-		1,79		3,36	
Di	26,69		19,11		13,11		15,33		17,95	
Hu	7,60		-		6,45		-		-	
Ol	5,96		12,02		10,61		7,30		4,66	
Mt	5,72		7,85		6,45		6,33		6,14	
Ilm	4,43		3,41		4,61		4,89		4,83	
Sl	31,47		33,20		33,82		23,24		24,23	
Pl	30,87		31,45		32,31		40,80		43,19	
Cl	44,80		50,59		47,99		41,87		42,09	
FeO*/MgO	1,67		1,50		1,44		2,21		1,91	
K ₂ O/Na ₂ O	0,27		0,51		0,50		0,51		0,66	
K ₂ O+Na ₂ O	3,88		4,07		4,16		5,49		6,01	
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,44		0,78		0,57		0,63		0,77	

Примечание. 1 - Данакильский грабен (вулканическая серия Эрта-Але), 2 - Афар (оз.Тана), 3 - Байкальский рифт (Тункинская впадина), 4 - Центральный Французский массив, грабен Лимань (вулкан Шен-де-Пюи), 5 - то же (вулкан Мон-Дор)

шем в качестве эталонных. Суммарные поля фигуративных точек аналитических данных этих групп и позиция средних составов показаны на рис. 38.

Однако между отдельными группами выборок имеется значительная конвергенция ряда петрохимических признаков. Так, близкими по химизму являются базальты осевых зон срединно-океанических хребтов и бассейна Лау, средние составы которых по химической классификации Г.С.Иодера и К.Э.Тилли [1965] соответствуют оливиновым толеитам. Значимо отличаются от них базальты групп выборок энсиматических и энсиалических островных дуг, которые между собой различаются по соотношению фермических и салических окислов. Наконец, всем ранее названным группам выборок противопоставляются щелочные оливиновые базальты внутриокеанических островов и континентальных рифтов, обнаруживающие несомненную близость химических составов. Такое противопоставление, как это следует из таблицы 5, а также рис. 38, основано в первую очередь на резко повышенных в этих базальтах концентрациях титана и щелочей (в основном калия).

Проблема происхождения толеитовых и щелочных базальтов — предмет продолжительной дискуссии геологов и петрологов различных школ. Согласно данным экспериментальных исследований Д.Х.Трина и А.Э.Рингвуда [1968] тип базальтовой магмы определяется термодинамическими условиями, при которых происходит ее выплавление из мантии или дифференциация. Образование магмы щелочных базальтов связывается ими с фракционной кристаллизацией оливинового толеита на глубинах порядка 40–60 км, тогда как генерация магм толеитового состава возможна только на глубинах значительно меньших (менее 30 км). В.С.Соболевым и В.В.Кебезинским [1971] различаются два типа дифференциации вулканических серий. К глубинному типу относятся вулканы, производные щелочной оливин-базальтовой магмы (вулкан Мауна Кеа Гавайских о-вов, острова Св.Елены, Гоф и др.). Вулканические серии этого типа характеризуются неизменным присутствием нормативного (и модалного) оливина и образуют ряд от нефелин-нормативных до гиперстен-нормативных. Базальтовые серии, меняющиеся по составу от оливин-до кварц-нормативных, отнесены к типу дифференциации малых глубин. Таковыми являются толеитовые и высокоглиноземистые базальты основания внутриокеанических островов, лавы срединно-океанических хребтов, вулканы Каскадных гор и другие. Смена толеитовых базальтов щелочными оливиновыми в большинстве разрезов вулканических аппаратов Гавайских островов Г.А.Макдональдом [Macdonald, 1968] также объясняется увеличением глубины выплавления магмы до 30–60 км. О.Г.Сорохтиным [1977] петрохимические особенности базальтов океанических плит связываются с вещественным составом подстилающей мантии и глубиной трещин, дренирующих астеносферу. По его модели глубина генерации магмы толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов не превышает 15 км. Щелочные оливиновые базальты поступают по расколам более древних и мощных литосферных плит с глубин 35–70 км.

Уместно упомянуть, что на факторной диаграмме (см. рис. 37 и 38) разделение толеитового и щелочного трендов дифференциации произошло по оси второго фактора. Причем щелочные серии обладают устойчивыми отрицательными значениями F_2 , тогда как толеитовые — положительными. В связи с этим можно полагать, что положение аналитических данных выборок базальтов по отношению к оси второго фактора обусловлено различиями в глубине генерации или фракционирования базальтовых магм.

Ранее говорилось, что корреляционная связь между главными петрогенными

окислами отражает боуэновский тренд дифференциации вулканических серий. Очевидно, что характер распределения аналитических данных как в пределах отдельных выборок, так и их групп по отношению к оси первого фактора будет зависеть от того, насколько полно этот тренд в них проявлен. Так, базальты срединно-океанических хребтов и бассейна Лау характеризуются практически полным отсутствием боуэновского тренда дифференциации (разброс данных по оси F_1 - минимальный). Примерно также он проявлен и в базальтах вулканической серии Эрта-Але. Значительно более сильно тренд выражен в основных вулканитах грабена оз.Тана и Байкальского рифта, энсиматических и энсиалических островных дуг, Азорских островов и о-ва Св.Елены. Ярко проявленным боуэновским трендом дифференциации обладают базальты стратовулканов Центрального Французского массива, о-вов Тристан-да-Кунья и Гоф. Необходимо отметить, что аналогичные выводы в отношении вулканических зон континентов и океанов сделаны А.Ф.Грачевым [1977, табл. 26].

Однако, как явствует из диаграммы (см. рис. 37), положение выборок относительно оси первого фактора определяется не столько разнo выраженной степенью проявления в них боуэновского тренда, сколько тем изначально разным соотношением петрогенных окислов, которым обусловлено начало дифференциации вулканических серий. В противном случае на диаграммах существовала бы некая общая для всех выборок область конвергенции петрохимических признаков, а отличались бы они друг от друга только характером разброса аналитических данных по оси F_1 .

Геолого-геофизические и петрологические модели срединно-океанических хребтов [Дмитриев и др., 1972; Moore et al., 1974] исключают возможность участия корового материала в процессе выплавления базальтов в центрах спрединга. Такую возможность нельзя не учитывать при генерации магм основного состава в пределах островных дуг.

Существует значимая корреляция содержаний в базальтах большинства петрогенных окислов (особенно K_2O) с составом и мощностью земной коры систем дуг, находящихся на разных стадиях развития [Грачев, Карякин, Мишин, 1982]. Причем, установленные вариации химизма базальтов в пределах одной отдельно взятой островодужной системы подчиняются как поперечной, так и продольной зональности и связаны, вероятно, с локальными неоднородностями строения ее фундамента.

Анализ наших данных показывает, что петрохимический состав островодужных базальтов обнаруживает тесную связь с особенностями глубинного строения островных дуг, в частности, не только с мощностью земной коры в их пределах, но и наличием или отсутствием в фундаменте низкоскоростного гранитно-метаморфического слоя.

В островодужных системах Тонга, Кермадек и Идзу-Бонин какие-либо признаки геофизического "гранитного" слоя полностью отсутствуют. Земная кора в их пределах достигает мощности 12-20 км, из которых около 10 км приходится на слой со скоростями продольных сейсмических волн (v_p) 6,5-7,0 км/сек ("базальтовый"). Зарегистрированные мощности вулканогенно-осадочных отложений с $v_p = 5,1 \pm 5,3$ км/сек составляют в среднем 5-6 км. Остальная часть разреза ($v_p = 2,0 \pm 2,5$ км/сек) приходится на рыхлые осадки [Марков, 1975]. Похожий разрез земной коры устанавливается по сейсмическим данным и в строении фундамента центральной группы островов Курильской дуги. Однако для 10-15 кило-

метрового "базальтового" слоя здесь характерны несколько пониженные значения $V_p = 6,4-6,6$ км/сек, что свидетельствует о его разуплотнении.

Геофизический разрез Марианской островной дуги более сложный [Марков, 1975]. Здесь вулканогенно-осадочную толщу (мощность 2,5-3,0 км) с обычными (4,7-5,0 км/сек) скоростями продольных волн подстилает слой с V_p около 6,0 км/сек. Мощность этого сейсмического "гранитного" слоя небольшая - колеблется в пределах от 1 до 3 км. Ниже следует "базальтовый" слой ($V_p = 6,6$ км/сек) мощностью 12-15 км.

Локально "гранитный" слой развит в пределах северной группы островов Курильской дуги, где граница с $V_p = 6,0$ км/сек прослеживается не повсеместно. Общая мощность земной коры оценивается в 20-25 км, а "гранитного" слоя - до 7 км. Данные по глубинному строению Камчатки свидетельствуют о значительной латеральной неоднородности состава земной коры в ее пределах. Геофизический "гранитный" слой хотя и достигает здесь значительной мощности (около 20 км), но развит не везде. Метаморфические комплексы гранито-гнейсового состава с $V_p = 5,9 \pm 6,4$ км/сек подстилают Срединный хребет и местами распространены на Камчатском перешейке [Шульдинер и др., 1979]. Для остальной части полуострова характерны увеличенные (до 10-12 км) мощности вулканогенно-осадочных пород, которые залегают на базитовом фундаменте ($V_p = 6,6 \pm 7,2$ км/сек) большой мощности (до 30 км).

Максимальная глубина залегания поверхности Мохо для Японской островной дуги составляет 30-35 км [Рикитакэ, 1970]. В разрезе земной коры выделяется слой со скоростями продольных сейсмических волн 5,5 км/сек (вулканогенно-осадочные отложения). Ниже следует весьма изменчивый по мощности (от 10 до 20 км) "гранитный" слой ($V_p = 6,0 \pm 6,2$ км/сек), метаморфические породы которого имеют преимущественно плагиигнейсовый состав [Геологическое развитие..., 1968]. Этот слой в свою очередь подстилается "базальтовым" слоем ($V_p = 6,4 \pm 6,8$ км/сек).

Наличие гранитно-метаморфического фундамента под четвертичными вулканогенно-осадочными отложениями является также характерной особенностью строения островов Суматра и Новая Гвинея. Фундамент о-ва Суматра образует комплекс интенсивно метаморфизованных триас-миоценовых вулканогенных и осадочных пород, прорванных в позднем мелу и миоцене многочисленными интрузиями гранитов и гранодиоритов [Катили, 1977]. Мощность земной коры здесь достигает 20 км. Основанием голоценовых вулканов о-ва Новая Гвинея служат глубоко метаморфизованные породы палеозойского возраста и осадочные образования мезозоя. Поверхность Мохо залегают на глубинах до 30 км.

Наконец наиболее мощная (60-70 км) кора континентального типа характерна для Андийской континентальной окраины. Более половины ее мощности (40-45 км) занимает "базальтовый" слой со скоростями продольных волн около 6,6 км/сек. На долю "гранитного" слоя ($V_p = 6,0$ км/сек) приходится 15-20 км [Zeil, 1979].

Не трудно видеть, что позиция конкретных вулканических серий на диаграмме $F_1 - F_2$ (см. рис. 37 и 38) в ряду энсиматические-энсиалические островные дуги в значительной мере контролируется отмеченными выше особенностями их глубинного строения. Выделившиеся по петрохимическим особенностям базальты группы островных дуг представляют собой по-существу эволюционный ряд, который хорошо согласуется со схемой стадийности развития в этих дугах метаморфических комплексов (формирования "гранитного" слоя), разработанной М.С.Марко-

вым [1975]. Начинается этот ряд примитивными, типично энсиматическими островными дугами (группа 1), в строении фундамента которых участвуют только породы "базальтового" слоя, представленные, в основном, неоднократно деформированными образованиями габбро-амфиболитового комплекса, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. По химическому составу базальты этих дуг наиболее близки океаническим толеитам. Продолжается ряд островными дугами, в составе фундамента которых появляются признаки геофизического "гранитного" слоя (группа 2). Метаморфические и метасоматические преобразования пород "базальтового" слоя выражаются в появлении комплексов плагитогнейсового типа и анатектических выщелачиваний плагитогранитов и гранодиоритов. Меняется и состав продуктов вулканической деятельности: в базальтах резко смещается соотношение главных породообразующих окислов за счет накопления элементов калиево-натриевой группы. Процессы дальнейшего формирования метаморфических комплексов плагитогнейсового типа ведут к распространению "гранитного" слоя по всей площади островных дуг и увеличению мощности земной коры до величин, сопоставимых в ряде случаев с мощностью земной коры континентов (группа 3). В составе фундамента этих зрелых (энсиматических) островных дуг могут присутствовать и фрагменты более древнего гранитно-метаморфического слоя, отторгнутые от континентальных окраин. Активные метаморфические преобразования верхних частей "базальтового" и нижних частей вулканогенно-осадочного слоя сопровождаются появлением новых более мощных выщелачиваний плагитогранитов и гранодиоритов. Соответственно меняется и состав островодужных базальтов. Баланс содержаний в них окислов калиево-натриевой и калиево-натриевой групп еще значительно смещается в сторону накопления последних.

В контурах этого же ряда происходит прогрессивное увеличение в базальтах концентраций калия (см. табл. 4), что не может быть объяснено только фракционной кристаллизацией базальтовой магмы, так как содержание этого элемента в главных породообразующих минералах (оливине, пироксенах, плагиоклазах и т.д.) крайне незначительно. Независимое поведение калия (как и других некогерентных элементов) по отношению к первичному базальтовому расплаву подчеркивается большинством исследователей [Грин, Рингвуд, 1968; Кутулиц, 1972]. Сравнительный анализ состава базальтов внутриматериковых геосинклиналей и срединно-океанических хребтов привел Т.И. Фролову и Г.Б. Рудника [1972] к выводу о том, что "... состав толеитовых базальтов и особенно степень обогащения их калием является чутким индикатором степени "калиевого" земной коры в период их образования" (стр. 32). Отметим, что в рамках проведенных сопоставлений резкие изменения уровня концентраций K_2O в базальтах активных окраин происходят при переходе от первой ко второй группе островных дуг, от второй - к третьей и от третьей - к континентальной окраине андийского типа.

Х. Куно [1970] показал существование латеральной зональности в составе вулканических серий островных дуг; в направлении от приокеанической части дуги к приокраинно-морской наблюдается закономерная смена толеитовых серий высокоглиноземистыми, а последних - щелочными. Однако, как отмечает автор (стр. 255), эта зональность проявлена в полной мере не во всех островодужных системах. Все три типа серий выделены только в Японии и на Камчатке. В неполном виде эта зональность проявлена в пределах Курильской дуги (толеитовые и высокоглиноземистые серии), а также в Зондской и Алеутской дугах, где зона с излияниями толеитовых серий отсутствует, а есть только высокоглиноземис-

тые и щелочные серии. На островах Южно-Сандвичевы, Тонга и Идзу-Бонин - присутствуют только толеитовые серии. Сопоставляя эти данные со сказанным выше, можно полагать, что количественно-вещественный состав петрохимических зон современных островных дуг находится в прямой зависимости от степени их "зрелости", и что начало формирования "гранитного" слоя в них фиксируется появлением высокоглиноземистых вулканических серий, которые начинают преобладать над толеитовыми по мере того, как этот "гранитный" слой увеличивается в мощности и распространяется по площади дуги.

Различия (сходство) состава базальтов активных континентальных окраин могут быть обусловлены как различиями (сходством) состава исходного мантийного материала и степенью его парциального плавления, так и различиями (сходством) в последовательности фракционной кристаллизации при подъеме базальтового расплава к земной поверхности. Учитывая только эти факторы, можно ожидать, что объединение базальтовых выборок в группы произошло бы на диаграмме $F_1 - F_2$ (см. рис. 38) без всякого учета особенностей глубинного строения областей активной вулканической деятельности. Однако как следует из всего рассмотренного материала, это объединение произошло в строгом соответствии с вещественным составом и мощностью земной коры островных дуг, находящихся на разных стадиях развития. В связи с этим можно полагать, что на состав базальтовой магмы оказывают влияние дополнительные факторы, воздействие которых реализуется в изменении изначального соотношения главных петрогенных окислов в расплаве и всего последующего хода его дифференциации. Одним из таких факторов, вероятно, может являться ассимиляция базальтовыми магмами силикатического вещества коры.

Имеются многочисленны геологические данные, свидетельствующие о прямой ассимиляции базальтовыми расплавами ксенолитов корового материала [Кутюлин, 1963; Ксенолиты и ..., 1969; Рябчиков и др., 1978], хотя ряд ограничений не дают возможности предполагать ее в необходимых масштабах. Вместе с тем, эти ограничения, связанные, в основном, с фазовыми соотношениями между расплавом и ксеногенным материалом [Мак-Берни, 1983] могут не приниматься во внимание, если базальтовым расплавам ассимилируется другой расплав (при условии их полной смесимости).

Основное место среди тектонических процессов, охватывающих современные окраинно-материковые зоны, занимает процесс тектонического скучивания коры, который сопровождается многократным увеличением ее мощности и интенсивной складчатостью горных пород [Книппер, 1975; Пейве и др., 1980]. Тектонические деформации распространяются в пределах зон скучивания (островных дуг) почти на всю мощность литосферных плит и захватывают верхнюю мантию. Следы таких деформаций установлены при изучении глубинных ксенолитов островных дуг [Кутюлин, 1982]. В этих зонах происходит активное структурное и вещественное преобразование коры океанического типа в субконтинентальную и континентальную за счет прогрессивного метаморфизма базальтового и вулканогенно-осадочного слоев. Вероятный интервал глубин этого процесса, исходя из приведенных выше данных по глубинному строению островных дуг, может быть оценен в 5-25 км. Вместе с тем, экспериментально установленная глубина фракционной кристаллизации магмы высокоглиноземистых базальтов составляет 15-35 км [Грин и др., 1970]. В связи с этим очевидно, что зоны скучивания в основании островных дуг способны создать необходимые условия для продуктивного взаимодействия базальтовых расплавов с силикатическим коровым материалом.

Таким образом, особенности петрохимического состава толеитовых базальтов активных континентальных окраин (изначально различное соотношение, величина дисперсии и вариации содержаний главных петрогенных окислов) находятся в тесной связи с особенностями тектонического строения и развития каждого конкретного региона (островной дуги) и в первую очередь с составом и мощностью земной коры в их пределах.

Аналогичная связь намечается и для щелочных базальтов континентальных рифтов и внутритрокеанических островов. Базальты вулканической серии Эрта-Але приурочены к центральной части Данакильского грабена и по составу являются промежуточными между толеитовыми базальтами океанов и щелочными оливиновыми базальтами континентальных рифтов. Мантийная их природа и отсутствие контаминации корового материала доказывается низким отношением изотопов стронция [Милановский, 1976]. В то же время, щелочные базальты стратовулканов Центрального Французского массива (Шен-де-Пюи, Канталь, Мон-Дор и др.), образовавшиеся в плиоцен-четвертичное время на бортах грабена Лимань, "... являются продуктами длительно развивавшихся очагов глубинной оливин-базальтовой магмы, контаминированной коровым материалом, а частично, возможно, также и анатектических коровых очагов..." [там же, стр. 115]. Влиянием корового материала на состав базальтов этих стратовулканов можно, видимо, объяснить большую дисперсию содержаний большинства петрогенных окислов (см. рис. 37, табл. 6).

Сведения о строении земной коры внутритрокеанических островов отрывочны и иногда противоречивы. Данные о глубинном строении о-ва Мохели автору не известны. На рис. 38 для сравнения показано положение среднего щелочного оливинового базальта Гавайских островов [Добрецов, 1981, табл. 8, выборка 42], фундаментом которых является незначительно увеличенная по мощности кора океанического типа [Raitt, 1956]. Под Азорскими островами мощность океанической коры по сравнению с нормально увеличена в несколько раз [Деменицкая, 1975]. Наличие коры, подобной континентальной, возможно в фундаменте вулканических построек островов Тристан-да-Кунья и Гоф [Зубатарева и др., 1978].

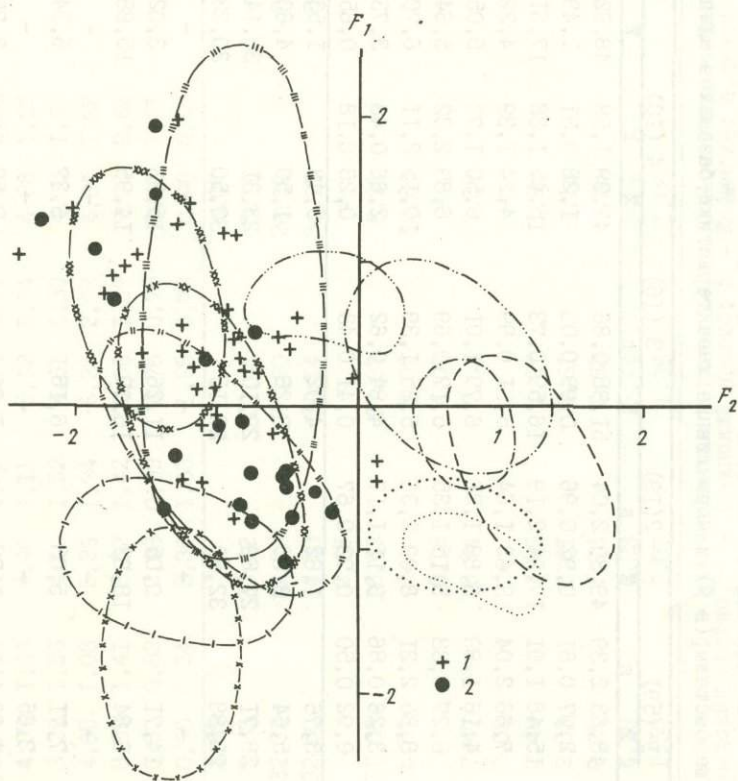
Отмеченные закономерности дают основание полагать, что распределение выборок как толеитовых, так и щелочных базальтов относительно оси первого фактора в значительной мере контролируется степенью взаимодействия (ассимиляции) базальтовой магмой сиалического вещества коры.

Подводя итог, следует отметить, что размещение выборок базальтов тектонотипов современных обстановок вулканической деятельности в пространстве первого и второго факторов определяется особенностями магматической дифференциации и связано как с различиями в глубине фракционной кристаллизации базальтовых расплавов, так и со степенью ассимиляции ими сиалического материала земной коры. На основе проведенного формального анализа можно говорить о сходстве или отличии процессов магматической дифференциации различных вулканических серий, допуская при этом, что сходное положение фигуративных точек анализов базальтов на факторной диаграмме в то же время свидетельствует и о принципиальном сходстве тектонических условий в период активной вулканической деятельности.

Переходя к обсуждению вероятной палеогеодинамической обстановки формирования альпийских вулканогенных комплексов Малого Кавказа на основе сопоставления петрохимических особенностей базальтов этих комплексов с базальтами современных геодинамических обстановок заметим, что в ходе сравнительного анализа была осуществлена и оценка возможности применения факторной диаграм-

мы для этих целей. "Эталонными" в данном случае являются раннеюрские базальты Нахичеванской зоны и среднеюрские базальты Сомхето-Кафанской зоны, палеогеодинамическая обстановка формирования которых (рифтовая для первых и островодужная для вторых) по геологическим данным может быть реконструирована наиболее уверенно [Хаин, 1975; Карякин и др., 1976; Адамия и др., 1977; Гаджиев и др., 1978; Карякин, 1979; Лордкипанидзе, 1980; Грачев, Карякин, 1983] и др. Результаты сравнительного анализа представлены на рисунках 39-47; среднестатистические данные приведены в таблице 7.

Аналитические данные раннеюрских базальтов Нахичеванской подзоны характеризуются устойчивыми отрицательными значениями второго фактора и на диаграмме $F_1 - F_2$ (рис. 39) полностью располагаются в поле базальтов внутриокеанических островов и континентальных рифтов. Состав этих базальтов достаточно разнообразен: от нефелин- до кварц-нормативных. Средний нормативный состав соответствует кварцевому толеиту (табл. 7). Из имеющегося в нашем распоряжении сравнительного материала нахичеванские базальты более всего сходны с базальтами грабена оз.Тана и Тункинской впадины Байкальского рифта, отличаясь от них несколько повышенным средним содержанием кремнезема и пониженными концентрациями MgO и K_2O (сравните табл. 6 и 7).



Р и с. 39. Распределение фигуративных точек анализов раннеюрских базальтов Нахичеванской зоны в пространстве первого-второго факторов

1 - ст.Неграм; 2 - сел.Азнабурт. Остальные условные обозначения см. на рис. 38

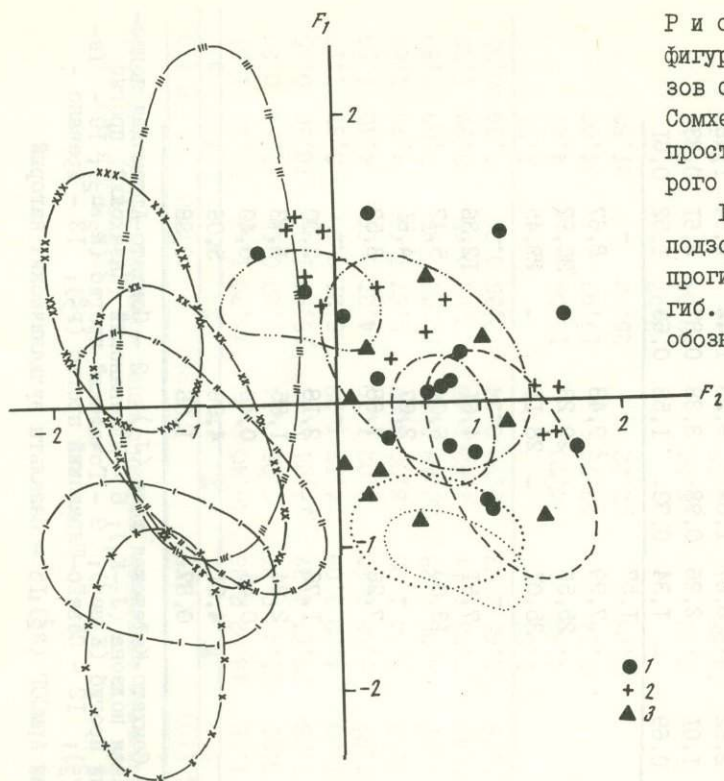
Т а б л и ц а 7

Средние составы (в %) и нормативные характеристики базальтов альпийских вулканогенных комплексов Малого Кавказа

Компонент	1 (59)		2 (19)		3 (16)		4 (10)		5 (15)		6 (19)		7 (33)		8 (10)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	48,63	2,39	49,39	2,04	51,88	0,86	49,99	1,58	48,92	2,86	46,40	0,82	45,70	1,43	50,22	1,61
TiO ₂	2,07	0,61	0,92	0,96	0,99	0,03	1,28	0,31	1,49	0,81	0,91	0,14	1,20	0,15	1,56	0,20
Al ₂ O ₃	15,48	1,91	17,24	2,19	16,59	0,73	15,45	1,38	17,61	4,37	16,84	2,31	15,90	1,36	18,30	0,55
Fe ₂ O ₃	7,66	2,04	3,62	1,64	5,51	0,99	4,24	1,39	4,32	3,05	4,17	1,28	6,21	0,95	3,31	1,19
FeO	4,16	1,89	6,88	1,21	6,79	1,01	6,50	1,73	5,05	2,50	7,02	1,10	4,21	0,86	4,40	1,19
MgO	5,27	2,38	5,15	1,35	5,17	0,69	6,83	2,32	5,64	1,93	8,00	3,07	5,87	1,19	4,76	1,52
CaO	8,86	2,21	8,09	2,36	5,85	1,39	10,15	2,11	6,70	2,28	10,48	1,07	10,02	1,77	7,09	1,89
Na ₂ O	3,26	0,86	3,11	1,17	4,84	0,62	2,66	0,48	3,73	1,14	2,62	0,45	2,52	0,67	3,97	1,26
K ₂ O	0,92	0,50	0,73	0,67	0,41	0,43	0,26	0,18	0,65	0,27	0,77	0,24	2,56	0,78	0,69	0,30
Q	3,76	-	1,62	-	4,02	-	5,43	-	1,53	-	-	-	-	-	1,71	-
Or	5,64	-	3,86	-	3,26	-	1,59	-	4,60	-	4,70	-	16,06	-	4,40	-
Ab	28,71	-	27,69	-	29,10	-	23,31	-	35,14	-	22,79	-	17,92	-	34,06	-
An	25,88	-	32,80	-	28,15	-	30,50	-	30,23	-	32,82	-	26,02	-	31,80	-
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,57	-	-	-
Di	14,71	-	9,05	-	11,26	-	15,33	-	3,02	-	16,64	-	20,94	-	2,12	-
Hu	6,84	-	18,63	-	16,09	-	14,95	-	15,88	-	0,57	-	-	-	7,56	-
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	14,48	-	4,51	-	-	-
Mt	7,71	-	5,08	-	6,16	-	6,37	-	6,34	-	6,23	-	9,55	-	5,61	-
Hm	2,65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilm	4,09	-	1,26	-	1,94	-	2,52	-	3,25	-	1,78	-	2,42	-	3,06	-
FeO ^X /MgO	2,24	-	2,01	-	2,38	-	1,57	-	1,87	-	1,40	-	1,77	-	2,26	-
K ₂ O/Na ₂ O	0,28	-	0,20	-	0,08	-	0,10	-	0,19	-	0,30	-	1,01	-	0,19	-
K ₂ O+Na ₂ O	4,18	-	3,74	-	5,25	-	2,92	-	4,63	-	3,39	-	5,08	-	4,66	-
Fe ₂ O ₃ /FeO	1,84	-	0,47	-	0,81	-	0,65	-	0,77	-	0,59	-	1,48	-	0,73	-

Компонент	9 (109)		10 (18)		11 (75)		12 (15)		13 (49)		14 (103)		15 (44)	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	49,34	2,00	48,40	2,09	48,38	2,14	50,08	1,97	48,84	2,31	49,93	1,85	50,20	2,08
TiO ₂	1,22	0,28	0,84	0,16	0,63	0,17	0,89	0,20	0,89	0,23	1,13	0,39	1,02	0,41
Al ₂ O ₃	18,15	1,09	16,79	1,61	16,74	2,17	17,34	2,36	18,61	1,84	17,35	1,58	18,22	1,71
Fe ₂ O ₃	4,93	1,40	4,40	1,11	5,12	1,14	4,88	1,32	4,91	1,51	5,19	2,10	4,85	2,21
FeO	3,29	1,50	4,10	1,52	4,61	1,30	4,95	1,90	5,36	1,41	4,91	2,43	4,95	1,83
MgO	4,05	1,08	5,29	1,94	6,25	2,18	4,84	1,62	4,81	1,69	5,47	1,55	5,53	1,44
CaO	8,89	1,41	8,62	1,42	10,06	1,39	7,76	2,62	8,87	1,84	9,28	1,42	8,94	1,42
Na ₂ O	3,60	0,82	2,93	0,99	2,76	0,78	3,06	1,01	2,96	0,98	3,38	0,87	3,61	0,83
K ₂ O	0,90	0,34	3,30	1,06	1,65	0,73	0,98	0,69	1,34	0,93	1,58	0,60	1,52	0,61
Q	2,89	-	-	-	-	-	6,02	-	1,57	-	-	-	-	-
Or	5,63	-	20,62	-	10,44	-	5,11	-	7,99	-	9,48	-	8,67	-
Ab	32,32	-	21,28	-	24,20	-	26,32	-	25,56	-	29,23	-	30,92	-
An	32,50	-	24,20	-	30,14	-	34,11	-	35,01	-	28,11	-	29,45	-
Ne	-	-	2,65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	11,08	-	16,63	-	17,37	-	8,22	-	7,81	-	14,61	-	12,36	-
Hu	5,57	-	-	-	5,05	-	10,86	-	13,00	-	6,04	-	5,47	-
Ol	-	-	6,18	-	4,00	-	-	-	-	-	2,67	-	4,61	-
Mt	7,47	-	6,74	-	7,52	-	7,57	-	7,26	-	7,68	-	6,52	-
Hm	0,08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilm	2,46	-	1,69	-	1,27	-	1,78	-	1,78	-	2,18	-	2,00	-
FeO ^X /MgO	2,03	-	1,61	-	1,61	-	2,18	-	2,24	-	1,85	-	1,73	-
K ₂ O/Na ₂ O	0,25	-	1,13	-	0,62	-	0,28	-	0,45	-	0,46	-	0,40	-
K ₂ O+Na ₂ O	4,50	-	6,23	-	5,44	-	3,81	-	4,21	-	4,96	-	5,06	-
Fe ₂ O ₃ /FeO	1,50	-	1,07	-	1,08	-	1,06	-	0,87	-	1,06	-	0,88	-

П р и м е ч а н и е : I - Нахичеванская подзона (J₁); 2-4 - Сомхето-Кафанская зона (J₂); 2 - Сомхето-Агдямская подзона, 3 - Карабахский прогиб, 4 - Лачинский прогиб; 5 - Кафанская подзона (J₃-K₁); 6 - Иджеванский (Казахский) прогиб (K₂sn₁); 7 - Мартунинский прогиб (K₂sn₂); 8 - Гадрутский прогиб (K₂sn₂); 9 - Гочазский прогиб (K₂sn₂); 10 - Талышский прогиб (P₂²); 11 - Аджаро-Триалетский прогиб (P₂); 12 - Сбавно-Ширакский прогиб (P₂); 13 - Еревано - Ордубадский прогиб (P₂²); 14 - базальты вулканических нагорий АрмССР (N₂); 15 - базальты вулканических нагорий Арм.ССР (Q).



Р и с. 40. Распределение фигуративных точек анализов среднеюрских базальтов Сомхето-Кафанской зоны в пространстве первого-второго факторов

1 - Сомхето-Агдамская подзона; 2 - Карабахский прогиб; 3 - Лачинский прогиб. Остальные условные обозначения см. на рис. 38

Для них характерна также и большая степень окисленности железа ($Fe_2O_3/FeO = 1,84$). Величина коэффициента фракционирования ($FeO^*/MgO = 2,24$) описываемых базальтов свидетельствует о высокой степени их дифференциации, что также отличает их от базальтов оз.Тана и Байкальского рифта. По классификации базальтоидных серий рифтовых зон Земли А.Ф.Грачева [1977, табл. 26] нахичеванские базальты относятся к промежуточному подтипу (группа Ш типа "А").

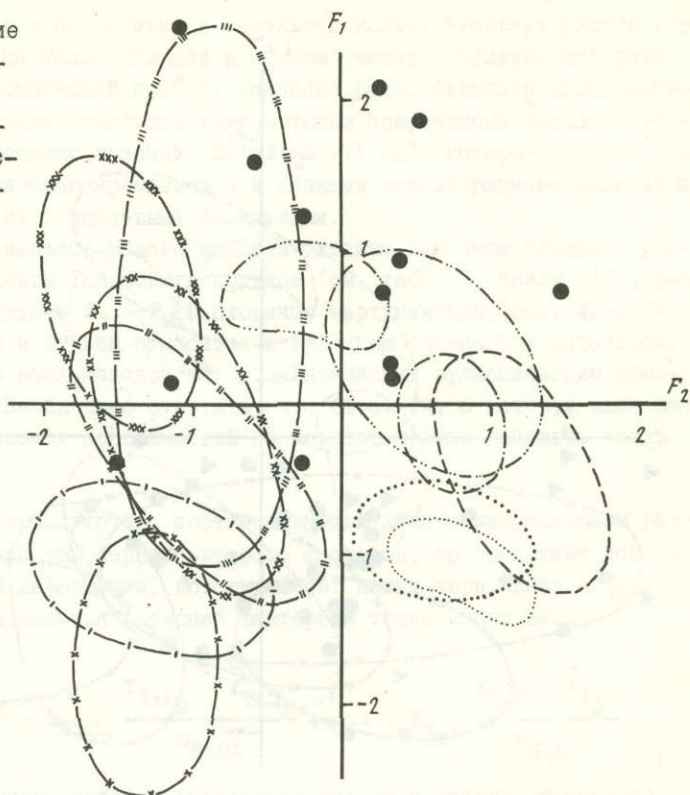
Существенно иным в пространстве первого и второго факторов является характер распределения фигуративных точек анализов среднеюрских базальтов Сомхето-Кафанской зоны (рис.40). Подавляющее большинство из них сконцентрировано в пределах области развития островных дуг, в составе фундамента которых присутствует геофизический "гранитный" слой. Однако незначительная часть расположена и в контуре типичных "энсиматических" островных дуг. Такой разброс аналитических данных может свидетельствовать о значительной латеральной неоднородности строения фундамента палеоостровной дуги в период активной вулканической деятельности.

Таким образом, "эталонные" малокавказские вулканические комплексы разделяются на факторной диаграмме достаточно четко. Это подтверждает правомерность использования ее в наших целях.

Позиция позднеюрско-раннемеловых базальтов Кафанской подзоны на диаграмме $F_1 - F_2$ неопределенна (рис. 41). Отсутствие какой-либо закономерности в размещении фигуративных точек может свидетельствовать либо о плохом качестве анализов, либо о том, что в состав этой

Р и с. 41. Распределение фигуративных точек анализов позднеюрско-раннемеловых базальтов Кафанского прогиба в пространстве первого-второго факторов

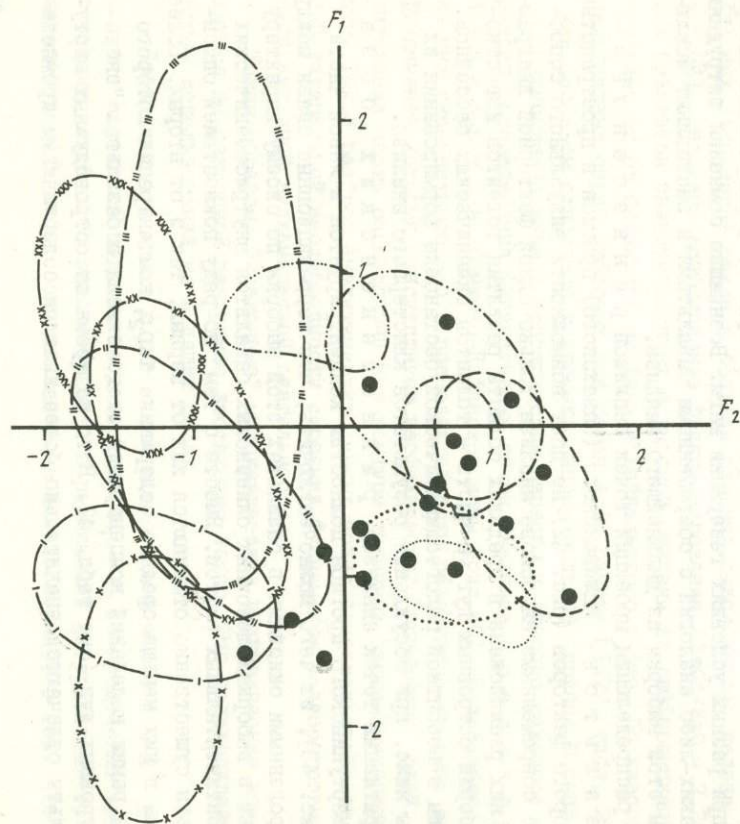
Условные обозначения см. на рис. 38



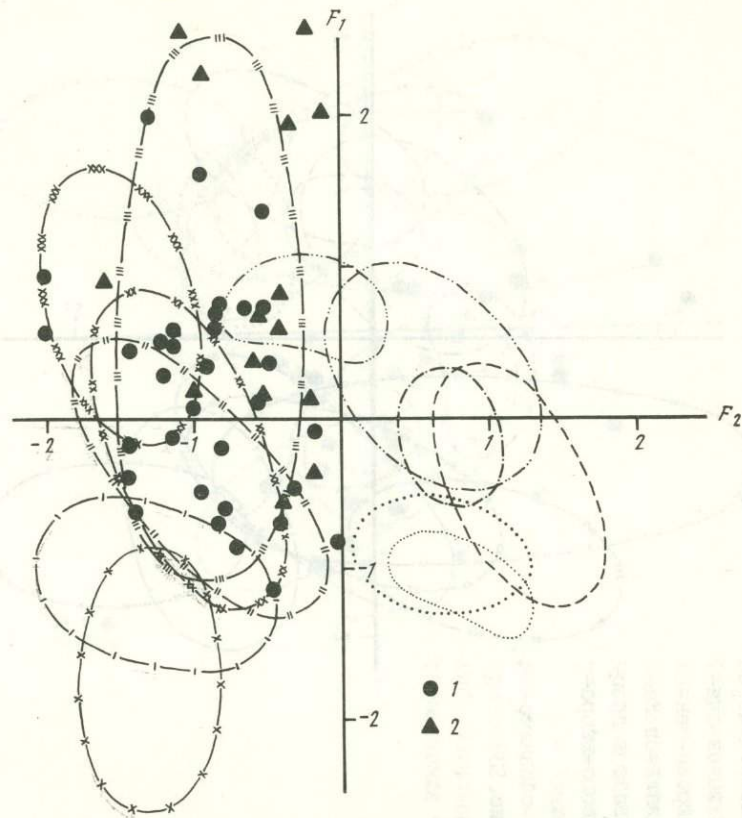
выборки оказались включенными базальты разного возраста, формирование которых происходило при разных условиях генерации магм. Возникшие сомнения затрудняют проведение каких-либо аналогий с современными базальтами и заставляют исключить базальты этой выборки из дальнейшего анализа.

Характер распределения проекций точек анализов раннеэнонских базальтов Иджеванского (Казахского) прогиба в пространстве первого - второго факторов (рис. 42) не дает возможности визуального сопоставления их с современными на основе анализа только одной факторной диаграммы. Часть из них расположена в пределах области развития толеитов известково-щелочных серий островных дуг, а часть - толеитов океанических бассейнов. Поэтому выводы о вероятной палеогеодинамической обстановке формирования их будут сделаны ниже, при обсуждении результатов кластерного анализа.

Рой фигуративных точек анализов раннеэнонских базальтов Мартунинского прогиба полностью концентрируется в левой части диаграммы (рис. 43), из чего можно заключить, что корреляционные связи между главными петрогенными окислами в базальтах этой выборки по своему характеру близки таковым в выборках щелочных оливковых базальтов внутриокеанических островов и континентальных рифтов. Вместе с тем по ряду показателей описываемые базальты существенно отличаются как от первых, так и от вторых. Более чем в два раза в них меньше среднее содержание TiO_2 , концентрация которого не выходит за рамки колебаний концентраций этого окисла в базальтах "энсиалических" островных дуг (см. табл. 4). В то же время от островодужных мартунинские базальты отличаются значительно более низкими содержаниями кремнезе-



Р и с. 42. Распределение фигуративных точек анализов раннесенонских базальтов Иджеванского (Казахского) прогиба в пространстве первого-второго факторов
Условные обозначения см. на рис. 38



Р и с. 43. Распределение фигуративных точек анализов раннего сенона Мартунинского (1) и ранне-среднеэоценовых базальтов Тальшского (2) прогибов в пространстве первого-второго факторов
Условные обозначения см. на рис. 38

ма и глинозема, по которым они близки к базальтам континентальных рифтов (предполагать формирование на Малом Кавказе в раннем сеноне структур, подобных океаническим островам, оснований нет^{*}). Наиболее резко базальты Мартунинского прогиба выделяются среди базальтов тектонотипов современных геодинамических обстановок по соотношению щелочей ($K_2O/Na_2O = 1,01$), которое вкуче с ярко выраженной недосщелоченностью кремнеземом и низкими концентрациями глинозема позволяет сопоставлять их с калиевыми базальтами.

Среди альпийских базальтов Малого Кавказа сходным химизмом обладают ранне-среднеэоценовые базальты Талышского прогиба (см. табл. 7, анализ 10), размещение которых на диаграмме $F_1 - F_2$ аналогично мартуниским (рис. 43). По нормативному составу те и другие относятся к щелочным оливиновым базальтам, что выделяет их на фоне всех мезозойских и кайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Необходимо отметить, что базальты, о которых идет речь, в силу своих петрохимических особенностей не находят прямых аналогов среди

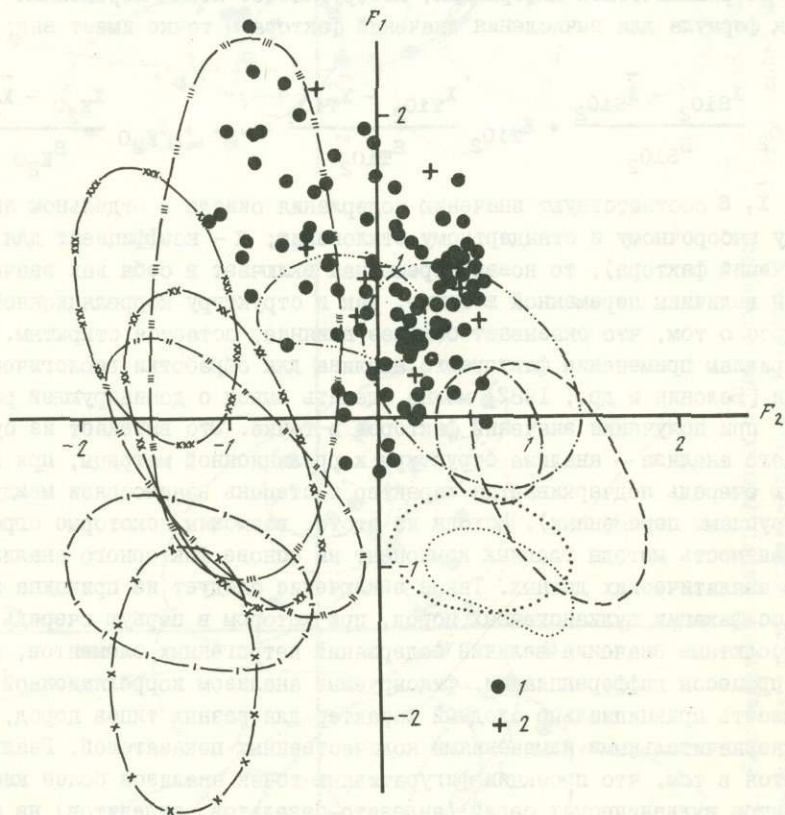
* Анализ проекций отдельных точек, соответствующих химическим анализам различных выборок в пространстве первого-второго факторов, предполагает использование петрохимической информации, которую несет новая переменная - фактор. Так как формула для вычисления значений фактора в точке имеет вид:

$$F = K_{SiO_2} \frac{X_{SiO_2} - \bar{X}_{SiO_2}}{S_{SiO_2}} + K_{TiO_2} \frac{X_{TiO_2} - \bar{X}_{TiO_2}}{S_{TiO_2}} + \dots + K_{K_2O} \frac{X_{K_2O} - \bar{X}_{K_2O}}{S_{K_2O}}$$

(где X, \bar{X}, S соответствуют значению содержания окисла в отдельном анализе, среднему выборочному и стандартному отклонению; K - коэффициент для получения значений фактора), то новая переменная включает в себя как значения абсолютной величины переменной в точке, так и структуру корреляционной матрицы. Вопрос о том, что оказывает большее влияние, остается открытым. Однако по материалам применения факторного анализа для обработки геологической информации [Белонин и др., 1982] можно сделать вывод о доминирующей роли $K_1, K_2 \dots K$ при получении значений факторов в точке. Это вытекает из сущности факторного анализа - анализа структуры корреляционной матрицы, при котором в первую очередь подчеркивается характер и степень взаимосвязи между переменными (группами переменных). Исходя из этого, возможны некоторые ограничения на применимость метода главных компонент на основе факторного анализа при обработке аналитических данных. Такое заключение следует из принципа построения классификации вулканогенных пород, при котором в первую очередь учитываются абсолютные значения величин содержаний петрогенных элементов, в то время как процессы дифференциации, фиксируемые анализом корреляционной матрицы, могут носить принципиально сходный характер для разных типов пород, отличающихся только незначительными изменениями количественных показателей. Реально это выражается в том, что проекции фигуративных точек анализов более кислых дифференциатов вулканических серий (андезитов-базальтов, андезитов) на факторной диаграмме чаще всего располагаются в пределе контура точек базальтов. Поэтому отношение к результатам применения метода главных компонент в данном конкретном случае должно складываться с учетом обеих причин изменчивости значений фактора.

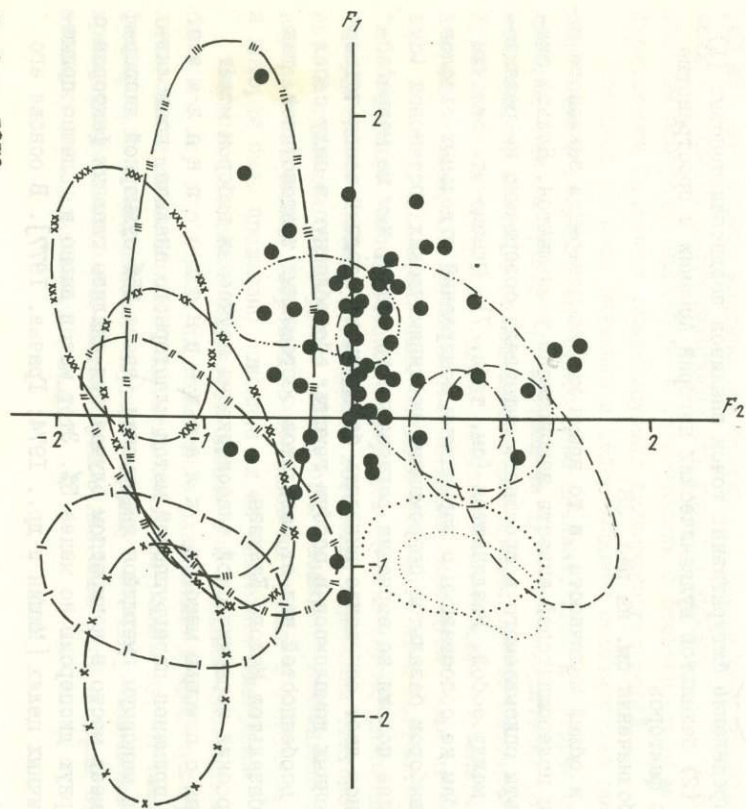
современных, используемых нами в качестве эталонных, что, по-видимому, объясняется внутренними свойствами матрицы исходных данных. Однако по характеру корреляционных связей они могут быть приравнены к базальтам рифтовых зон континентов.

Сопоставление позиции полей фигуративных точек анализов базальтов всех оставшихся малокавказских выборок в пространстве первого и второго факторов (рис. 44-47) показывает, что они во многом сходны между собой и обособлены от полей тектонотипов. Позднесенонские базальты Гадрутского и Гочазского прогибов, среднеэоценовые базальты Аджаро-Триалетского, Севано-Ширакского и Еревано-Ордубадского прогибов, а также объединенные выборки позднеплиоценовых и четвертичных базальтов Джавахетского, Арагацкого, Гегамского, Варденисского и Сюникского нагорий, обладая преимущественно положительными значениями первого фактора, концентрируются в верхней части диаграммы. Сравнение средних составов этих выборок с составами современных базальтов говорит о том, что по своему химизму они наиболее близки к базальтам "энсиалических" островных дуг, однако, отличаются от последних существенно измененными в сторону увеличения концентраций силикатных компонентов соотношениями главных петрогенных окислов (см. табл. 4). Эти изменения фиксируются в увеличении содержаний глинозема,

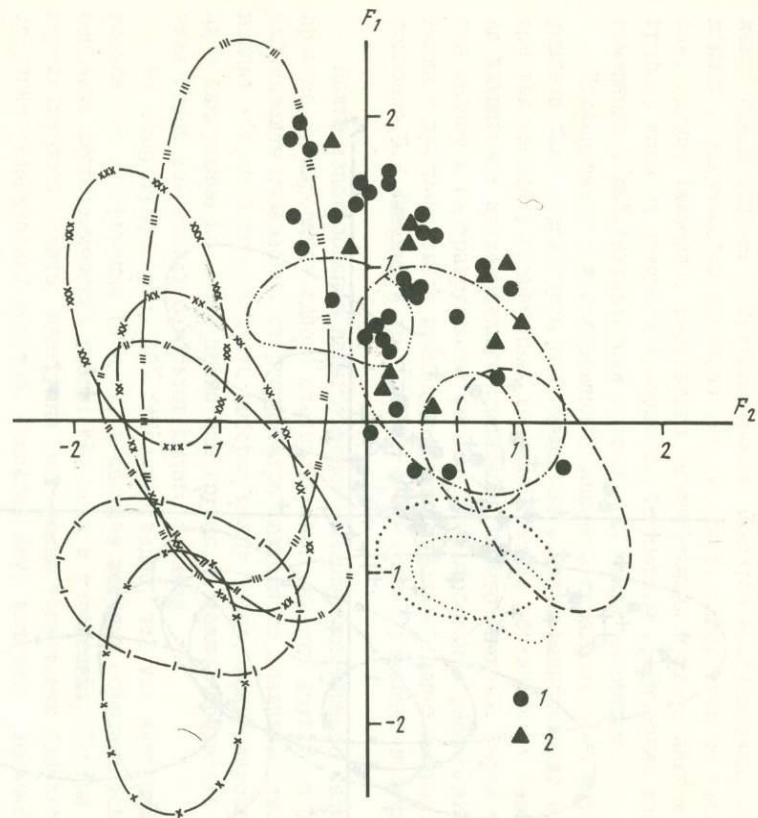


Р и с. 44. Распределение фигуративных точек анализов позднесенонских базальтов Гочазского (1) и Гадрутского (2) прогибов в пространстве первого-второго факторов

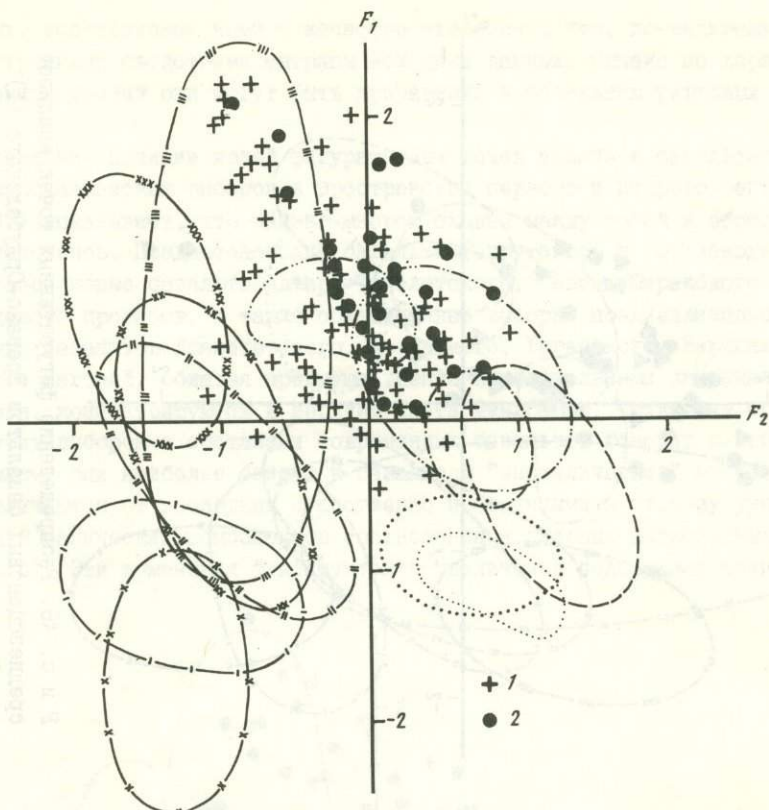
Условные обозначения см. на рис. 38



Р и с. 45. Распределение фигуративных точек анализов среднеэоценовых базальтов Аджаро-Триалетского прогиба в пространстве первого-второго факторов
Условные обозначения см. на рис. 38



Р и с. 46. Распределение фигуративных точек анализов среднеэоценовых базальтов Еревано-Ордубадского (1) и Севано-Ширакского (2) прогибов в пространстве первого-второго факторов
Условные обозначения см. на рис. 38



Р и с. 47. Распределение фигуративных точек анализов позднеплистоценовых (1) и четвертичных (2) базальтов вулканических нагорий Армении в пространстве первого-второго факторов

Условные обозначения см. на рис. 38

окисного железа и общей щелочности, в то время как концентрации закисного железа, магнезии и полевошпатовой извести закономерно уменьшаются. Нельзя сказать, что базальты описываемого возрастного интервала совершенно не различаются по составу между собой. Различаются (см. табл. 7). Однако эти отличия по своим масштабам не сопоставимы с вариациями содержаний отдельных окислов между группами выборок базальтов современных геодинамических обстановок (см. табл. 3-6) и более похожи на вариации регионального плана, чем на межрегиональные. Сказанное дает основание выделять базальты из поздний сенон-четвертичных вулканогенных комплексов в особую группу, обособленную в силу своих петрохимических особенностей как от базальтов современных тектонотипов, так и от остальных базальтов Малого Кавказа.

Задача построения иерархической классификации изучаемых выборок может быть осуществлена с помощью методов кластерного анализа. В данной работе применен парагрупповой метод кластерного анализа, позволяющий использовать максимум имеющийся информации (свыше 85% суммарной дисперсии), как это имеет место в конкретном случае при анализе главных факторов с вкладом в суммарную дисперсию не менее 5%. Этот метод давно и успешно применяется в аналогичных целях [Мишин и др., 1974; Грачев, 1977]. В основе его

лежит предположение о принадлежности объектов исследования, близко расположенных в признаковом пространстве, к одной, однородной по своим характеристикам, группе (классу). Результаты классификации представляются в виде дендрографов, которые являются по-существу двумерным графическим изображением многомерного в действительности соотношения между выборками.

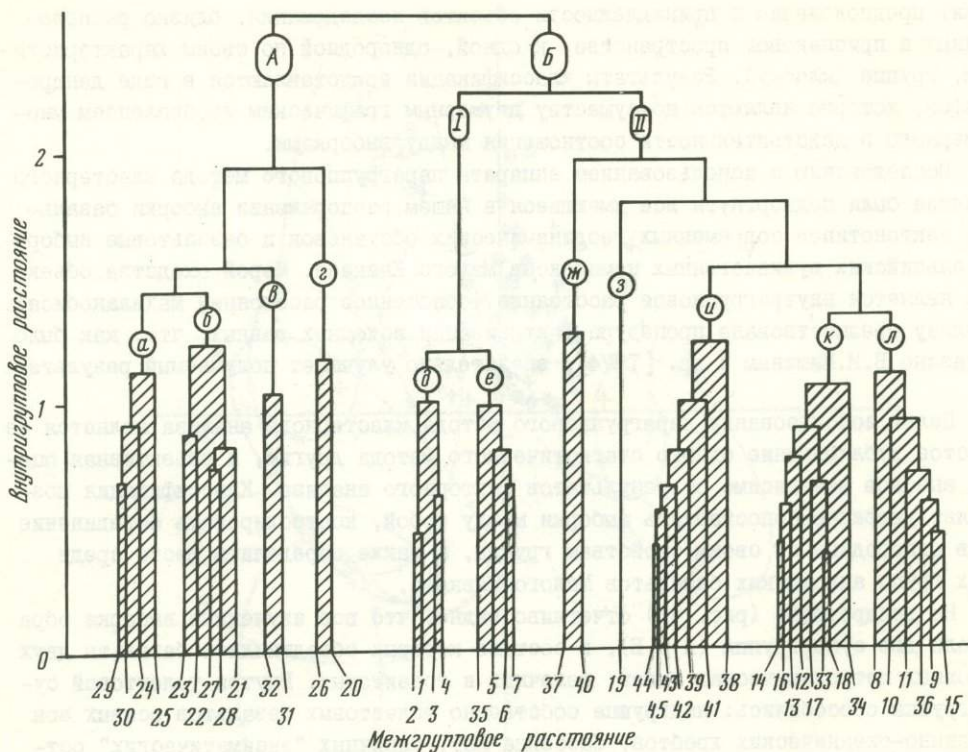
Исследованию с использованием аппарата парагруппового метода кластерного анализа были подвергнуты все имеющиеся в нашем распоряжении выборки базальтов тектонотипов современных геодинамических обстановок и базальтовые выборки альпийских вулканогенных комплексов Малого Кавказа. Мерой сходства объектов является внутригрупповое расстояние (обобщенное расстояние Махаланобиса). Анализу предшествовала процедура факторизации исходных данных, что, как было показано В.И.Мишиным и др. [1974], значительно улучшает получаемый результат.

Целью использования парагруппового метода кластерного анализа является не простое дублирование одного статистического метода другим, а объективная оценка выводов независимо от результатов факторного анализа. Классификация позволяет уверенно сопоставлять выборки между собой, контролировать объединение их в однородные по своим свойствам группы, а также определить место среди этих групп альпийских базальтов Малого Кавказа.

На дендрографе (рис. 48) отчетливо видно, что все изученные выборки образовали две супергруппы (А и Б), в составе которых объединились базальты двух основных петрохимических типов: щелочных и толеитовых. Внутри толеитовой супергруппы обособились: надгруппа собственно толеитовых базальтов осевых зон срединно-океанических хребтов, бассейна Лау, типичных "энсиматических" островных дуг (ветвь I) и надгруппа толеитовых базальтов известково-щелочных серий активных окраин континентов (ветвь II). Дальнейшее разделение на более мелкие единицы, соответствующие или группам выборок, или, в ряде случаев, отдельным выборкам, произошло в соответствии с особенностями магматической дифференциации базальтов анализируемых вулканических серий.

Обращает на себя внимание в целом хорошее соответствие результатов классификации с результатами факторного анализа, хотя некоторые отличия все же имеются. Так, в группу "л" (островные дуги со спорадически развитым "гранитным" слоем) вместе с базальтами островодужных систем Бисмарка, Марианской и Курильской (центральная группа островов) обособились базальты Центральной Америки и северной группы островов Курильской дуги, хотя из анализа диаграмм $F_1 - F_2$ (рис. 37) можно было ожидать появления их в составе группы выборок "к" (типичные "энсиматические" островные дуги с хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем). В остальном изменений в делении тектонотипов на группы нет. В пределах супергруппы "А" выборки базальтов континентальных рифтов и внутриокеанических островов разделились на группы в той последовательности, в которой было проведено описание их на факторной диаграмме.

Сходство составов базальтов осевых зон срединно-океанических хребтов и бассейна Лау обусловило их совместное размещение в пределах группы "д". Отличие толеитов типичных "энсиматических" островных дуг от океанических зафиксировано в обособлении первых в группу "е". Петрохимическая специфика современных базальтов Анд подчеркнута отделением этой выборки от всех выборок активных континентальных окраин.



Р и с. 48. Дендрограмма выборок базальтов тектонотипов современных геодинамических обстановок и альпийских базальтов Малого Кавказа

Срединно-океанические хребты: I – Восточно-Тихоокеанский, 2 – Срединно-Атлантический, 3 – Центральноиндийский; окраинные бассейны: 4 – бассейн Лау; активные континентальные окраины и островные дуги: 5 – Тонга, 6 – Кермадек, 7 – Идзу-Бонин, 8 – о-в Бисмарка, 9, 10 – Курильская (9 – Центральная группа островов, 10 – Северная группа островов), II – Марианская, I2-I4 – Камчатка (I2 – Восточно-Камчатская зона, I3 – Центральнокамчатская депрессия, I4 – Срединный хребет), I5 – Центральная Америка, I6 – Японская, I7 – о-в Суматра, I8 – о-в Новая Гвинея, I9 – Анды; внутриокеанические острова: 20 – Мохели, 21 – Канарские (о-в Тенерифе), 22 – Азорские, 23 – о-в Св.Елены, 24 – о-в Гоф, 25 – Тристан-да-Кунья; континентальные рифты: 26 – Афар (Данакильский грабен, вулкан Эрта-Але), 27 – грабен оз.Тана (серия "трап"), 28 – Байкальский рифт (Тункинская впадина), 29, 30 – Центральный Французский массив, грабен Лимань (29 – вулкан Шен-де-Пюи, 30 – вулкан Мон-Дор).

Альпийские вулканогенные комплексы Малого Кавказа: 31, 32 – Нахичеванская подзона (31 – ст.Неграм, 32 – сел.Азнабюрт), (J₁), 33-35 – Сомхето-Кафанская зона (33 – Сомхето-Агдамская подзона, 34 – Карабахский прогиб, 35 – Лачинский прогиб), (J₂), 36 – Иджеванский (Казахский) прогиб, (K₂sn₁), 37 – Маргунинский прогиб, (K₂sn₁), 38 – Гадрутский прогиб, (K₂sn₂), 39 – Гочазский прогиб, (K₂sn₂), 40 – Талышский прогиб, (P₂¹⁻²), 41 – Аджаро-Триалетский прогиб, (P₂²), 42 – Севано-Ширакский прогиб, (P₂²), 43 – Еревано-Ордубадский прогиб, (P₂²), 44, 45 – вулканические нагорья Армении (44 – (N₂³), 45 – (Q)).

Остальные обозначения см. в тексте

Таким образом, группировка выборок базальтов тектонотипов современных геодинамических обстановок в полученной иерархической классификации позволяет внести необходимые коррективы в результаты анализа методом главных компонент. Средние составы групп выборок приведены в таблице 8.

Анализ размещения выборок альпийских базальтов Малого Кавказа показывает, что часть из них включена в состав групп выборок тектонотипов, а часть образовала самостоятельные группы (см. рис. 48). Очевидно, что в первом случае можно говорить о сходстве как условий генерации базальтовых магм, так и характера магматической дифференциации, а во втором — об их различии.

Раннеюрские базальты Нахичеванской зоны, как и следовало ожидать, образовали самостоятельную группу "в" в пределах супергруппы выборок "А", что дает основание как по данным факторного, так и по данным кластерного анализа уверенно предполагать рифтогенную палеотектоническую обстановку их формирования.

Вряд ли может вызвать сомнения палеоостроводужная природа базальтов Сомхето-Кафанской зоны: все три выборки базальтов из нее (Сомхето-Агдамская, Карабахская и Лачинская) распределились среди групп выборок базальтов современных островных дуг (группы "е" и "к"). Последнее обстоятельство еще раз подчеркивает весьма вероятное существование неоднородностей в глубинном строении этой палеоостровной дуги в период формирования среднеюрского вулканогенного комплекса.

Вполне определенной по результатам кластерного анализа представляется палеогеодинамическая обстановка формирования раннесенонских базальтов Иджеванского (Казахского) прогиба. Размещение выборки этих базальтов в составе группы "л" свидетельствует о том, что они, скорее всего, были генерированы, как и среднеюрские, в пределах палеоостровной дуги.

Кластерный анализ подтвердил сделанное ранее по результатам факторного анализа предположение о специфике составов малокавказских базальтов позднесенон-голоценового возраста. На дендрограмме выборки базальты этого возрастного интервала образовали отдельную группу "и" в пределах ветви базальтов известково-щелочных серий. Так как из сравнения между собой выборок тектонотипов современных геодинамических обстановок (например, групп выборок "е", "к", "л") явствует различие в тектонических условиях генерации базальтовых магм, то и обособление возрастной группы выборок, о которых идет речь, должно свидетельствовать о специфике тектонических условий в период их формирования (о специфике условий генерации базальтовых магм и (или) магматической дифференциации). Из анализа положения базальтов этих выборок на диаграмме $F_1 - F_2$ (см. рис. 44-47) и сопоставления средних составов (см. табл. 7) следует, что в процессе генерации магмы позднесенон-голоценовых базальтов Малого Кавказа, степень взаимодействия их с сиалическим коровым материалом должна быть значительно большей (смещение по оси первого фактора), если сравнивать с наиболее близкими к ним по составу базальтами типичных "энсиалических" островных дуг. Большой должна быть и глубина фракционной кристаллизации (в отличие от островодужных, базальты, о которых идет речь, обладают как положительными, так и отрицательными значениями F_2). Подобный эффект может быть достигнут как в процессе крупномасштабного скупивания коры континентального типа, при котором вполне вероятно непосредственное попадание сиалического материала в область выплавления базальтовых магм, так и за счет перемещения зон генера-

Средние составы (в %) и некоторые петрохимические

Компонент	а	б	в	г	д
SiO ₂	48,35	45,98	48,63	46,88	49,43
TiO ₂	2,83	2,71	2,07	2,45	1,34
Al ₂ O ₃	17,00	15,58	15,48	12,20	16,05
Fe ₂ O ₃	3,79	4,08	7,66	4,27	2,05
FeO	6,43	7,68	4,16	8,86	7,28
MgO	4,94	7,13	5,27	8,95	7,71
CaO	8,65	9,54	8,68	10,81	11,49
Na ₂ O	3,68	3,30	3,26	2,79	2,60
K ₂ O	2,42	1,45	0,92	0,88	0,18
FeO*/MgO	2,07	1,65	2,24	1,47	1,21
K ₂ O/Na ₂ O	0,66	0,44	0,28	0,32	0,07
K ₂ O+Na ₂ O	6,10	4,75	4,18	3,67	2,78
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,59	0,53	1,84	0,48	0,28

ции базальтовых расплавов на границу верхней мантии и нижней части коры. Последнее возможно, видимо, в случае возникновения крупных горизонтальных срывов как по поверхности Мохоровичича [Пейве, 1969], так и в нижних горизонтах земной коры, которые должны приводить к появлению аномальных зон (пониженной плотности и повышенной температуры), где и происходит одновременное плавление вещества мантии и коры. Кроме того, дополнительное обогащение базальтовых расплавов силикатными компонентами может происходить в процессе подъема их к поверхности в промежуточных магматических камерах.

Выборки раннесенонских базальтов Мартунинского прогиба и ранне-среднеэоценовых базальтов Талыша также занимают обособленное положение на дендрограмме, объединившись в составе группы "ж". Приуроченность к ветви П, вероятно, отражает сходство тектонических условий их образования с толеитами известково-щелочных серий. В то же время, эта группа выборок противопоставляется всем остальным группам описываемой ветви, в том числе и одновозрастным малокавказским. Такое противопоставление, как было показано выше, в значительной мере обусловлено резким изменением соотношения щелочей в базальтах характеризуемых выборок при одновременном недосыщении их кремнеземом и глиноземом (см. табл. 7). Последнее обстоятельство, по-видимому, сыграло основную роль при вычислении значений факторов для конкретных анализов и обусловило концентрацию фигуративных точек в левой части факторной диаграммы (см. рис. 43). Наиболее вероятное объяснение указанного факта заключается скорее всего в отличии условий образования базальтовых магм обеих выборок, что может быть с одной стороны связано с существованием в это время на Малом Кавказе земной коры, латерально неоднородной по строению и составу, с другой - с изменением глубины генерации базальтовых расплавов (относительное увеличение глубины выплавления магм как мартунинских, так и талышских базальтов по сравнению с остальными малокавказскими следует из интерпретации структуры второго фактора и анализа факторной диаграммы).

Т а б л и ц а 8

параметры базальтов групп выборок

	е	ж	з	и	к	л
	50,53	47,05	52,30	49,57	50,67	49,64
	1,05	1,02	1,40	1,05	1,08	0,87
	16,65	16,34	15,91	17,82	17,03	17,73
	3,96	5,31	3,58	4,83	3,77	4,37
	7,14	4,16	4,62	4,64	6,21	6,03
	5,72	5,58	7,86	5,10	6,20	6,08
	10,69	9,32	7,57	8,70	9,62	10,59
	2,26	2,73	3,37	3,33	3,17	2,49
	0,28	2,93	2,31	1,24	1,01	0,77
	1,94	1,70	1,04	1,86	1,61	1,71
	0,12	1,07	0,69	0,37	0,32	0,31
	2,54	5,66	5,68	4,57	4,18	3,26
	0,55	1,28	0,77	1,04	0,68	0,72

Выводы

1. Интерпретация результатов факторного и кластерного анализов показала, что главные различия химизма базальтов выбранных тектонотипов современных геодинамических обстановок могут быть объяснены влиянием двух основных факторов. С одной стороны - это глубина генерации (или начала фракционирования) базальтовых расплавов, с другой - степень взаимодействия (ассимиляция) базальтовой магмы с силикатической земной корой.

2. Сопоставление групп выборок современных базальтов свидетельствует о том, что особенности химического состава конкретных вулканических серий находятся в тесной взаимосвязи с тектонической обстановкой их формирования.

3. На основе сравнительного анализа базальтов из альпийских вулканогенных комплексов Малого Кавказа и базальтов современных геодинамических обстановок установлено, что часть из них по своим петрохимическим особенностям может быть прямо сопоставлена с современными, а для другой части такого сопоставления провести нельзя. В числе первых находятся раннеюрские базальты Нахичеванской зоны, обнаруживающие несомненное сходство с базальтами континентальных рифтов, а также среднеюрские базальты Сомхето-Кафанской зоны и раннесенонские базальты Иджеванского (Казахского) прогиба, весьма похожие по химизму на базальты современных островных дуг. К числу вторых относятся позднесенонские базальты Гочазского и Гадрутского прогибов, среднеэоценовые базальты Аджаро-Триалетии, Севано-Ширакского и Еревано-Ордубадского прогибов, а также позднелиценские и голоценские базальты вулканических нагорий Армении, которые образуют самостоятельную генетическую группу. Отдельную генетическую группу образуют раннесенонские базальты Мартунинского прогиба и ранне-среднеэоценовые базальты Талыша.

4. В течение альпийского этапа развития Малого Кавказа изменения химизма базальтов главных вулканогенных комплексов произошло на рубеже раннего и позднего сенона, что, по-видимому, свидетельствует о смене геодинамических условий их образования.

Глава 3

АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА МАЛОГО КАВКАЗА

Синтез результатов проведенного исследования определенно указывает на то что современная структура Малого Кавказа была сформирована в течение двух главных этапов: доколлизийного и собственно коллизийного. В собственно коллизийном этапе, в свою очередь, различаются начальная и заключительная стадии. В настоящей главе предпринята попытка реконструкции наиболее вероятной последовательности тектонических событий в рамках обоих этапов.

Доколлизийный этап

Этот этап в альпийской истории развития Малого Кавказа охватывает интервал времени от ранней юры до раннего сенона включительно, но, по-видимому, начался значительно ранее – в доальпийское время. Последнее заключение сделано на том основании, что латеральная зональность распределения основных геологических комплексов характеризуемого этапа может быть прослежена по крайней мере с середины палеозоя.

Принципиальные различия состава и особенности строения разрезов геологических комплексов среднепалеозойско-триасового возраста позволяют говорить о разных палеогеодинамических обстановках их накопления. Можно полагать, что мощный (более 5,5 км), стерильный в отношении магматизма, карбонатно-осадочный разрез Южно-Армянской зоны характеризует собой обстановку пассивной палеоконтинентальной окраины, вполне сравнимую с современными обстановками осадконакопления на пассивных окраинах атлантического типа. Имеющиеся палеомагнитные и палеобиографические данные однозначно свидетельствуют о том, что эта окраина была северной пассивной окраиной Гондванских материков [Белов и др., 1982]. Генетическими "антиподами" упомянутых разрезов являются разрезы позднепалеозойского вулканоплутонического комплекса, фрагментарно обнаженные в пределах Сомхето-Кафанской зоны. Кислые субэвральные вулканы и ассоциирующие калиевые граниты этого комплекса указывают на принадлежность его к окраинно-континентальному вулканоплутоническому поясу [Моссакровский, 1975] – активной окраине андийского типа, обрамлявшей Евразийский материк с юга. Эти две области осадконакопления разделялись океаном Палеотетис – обширным бассейном с корой океанического типа.

Палеомагнитные реконструкции взаимного положения материков на конец триасового периода [Городницкий и др., 1978, рис. 6] показывают, что к этому времени произошел раскол Гондванского шельфа и отрыв от него Иранского микроконтинента. Частью этого микроконтинента является Южно-Армянская зона Малого Кавказа.

Несмотря на отсутствие прямых геологических данных, приходится допускать, что к началу альпийского времени деструкцией была охвачена и южная окраина

Евразийского континента. Основанием для такого заключения служит факт наличия в фундаменте Сомхето-Кафанской зоны блоков зрелой континентальной коры герцинского возраста (Храмский и Локский массивы).

Таким образом, в период времени, непосредственно предшествующий накоплению альпийских геологических комплексов, земная кора малокавказского сегмента Альпийской складчатой области была неоднородной по составу и строению. Южную часть рассматриваемого сегмента занимал Иранский микроконтинент — фрагмент палеозойско-триасового шельфа Африканско-Аравийского континента. Севернее простиралось пространство с корой океанического типа, которое вблизи южной окраины Евразийского континента вмещало обломки (микроконтиненты?) континентальной коры последнего.

Практически на протяжении всего доколлизийного этапа в пределах Иранского микроконтинента господствовал субплатформенный режим осадкообразования. Здесь накапливались преимущественно осадочные и терригенно-осадочные комплексы небольшой мощности. В то же время на общем фоне спокойного осадконакопления выделяется локальная область растяжения, фиксируемая многочисленными дайками основных пород, пронизывающими подстилающий палеозойско-триасовый карбонатный комплекс. К этой зоне, выделенной в данной работе, в качестве Нахичеванского палеорифта, приурочена активная вулканическая деятельность, раннеюрского и раннемелового времени. Рифтогенная природа комагматичного дайкам раннеюрского (плинсобахтоарского) базальтового комплекса доказывается спецификой состава базальтов, которые как по абсолютному содержанию и соотношениям главных петрогенных окислов, так и по концентрациям малых элементов, сопоставимы только с аналогичными породами континентальных рифтов. В средней и поздней юре рифтовая долина заполнялась исключительно осадочными породами (от прибрежно-морских косослоистых песчаников и гравелитов до глин с горизонтами сидеритовых конкреций). Вторично Нахичеванский палеорифт активизировался в альбское (?) время. Этой активизации предшествовал подъем и интенсивный размыв его бортов. Снесенными отсюда известняками и доломитами триаса нацело сложены конгломераты в основании разреза альбского вулканогенного комплекса. Извержение дифференцированной базальт-трахиандезитовой серии комплекса происходило в субаэральной обстановке из вулканических аппаратов центрального типа.

Среди возможных моделей, которые могут быть привлечены к обсуждению причин рифтогенеза на Иранском микроконтиненте, наибольшего внимания заслуживают две. Согласно первой из них Нахичеванский палеорифт можно было бы отождествить с недоразвившейся ветвью тройного сочленения, возникшего при отрыве микроконтинента от северного шельфа Гондваны. Однако в этом случае возраст базальтов палеорифта должен быть не раннеюрским, а раннетриасовым. Это следует из существующих палинспастических реконструкций, по которым отделение микроконтинента произошло в начале триаса [Белов и др., 1982], а к концу триаса он располагался уже значительно севернее Аравии [Городницкий и др., 1978]. Более приемлемой представляется модель проникновения в пределы Иранского микроконтинента одной из зон трансформных разломов Мезотетиса. С этих позиций близким аналогом Нахичеванского палеорифта, по-видимому, является среднеальбский рифт Бенуэ в Западной Африке, который, как полагают К. Ле Писон и Д. Хейс [Le Pichon, Hayes, 1971], а также Д. Маскаль и Д. Сибуэ [Masclé, Sibuet, 1974], является континентальным продолжением крупных трансформных разломов Южной Атлантики.

Иная палеогеодинамическая обстановка сложилась на севере рассматриваемого сегмента — вблизи окраины Евразийского континента. Со средней юры до раннего сенона здесь отчетливо реконструируется область активной вулканической деятельности, фрагментом которой является современная Сомхето-Кафанская зона Малого Кавказа. За указанный промежуток времени в пределах этой области последовательно формировались осадочно-вулканогенные и вулканогенные комплексы общей мощностью свыше 6000 м. Предпринятое детальное рассмотрение фациально-формационного облика отдельных геологических комплексов на всех возрастных уровнях не оставляет сомнений в том, что они были образованы в островодужной палеогеодинамической обстановке. Этому заключению полностью соответствуют данные сравнительного анализа химического состава среднеюрско-раннесеновских вулканитов Сомхето-Кафанской зоны с вулканитами современных островных дуг.

Можно думать, что Сомхето-Кафанская палеодуга была заложена на гетерогенном основании. Продольная неоднородность состава фундамента подчеркивается как присутствием блоков древней континентальной коры только в северо-западной ее части (Храмский и Локский массивы), так и наблюдаемым разнообразием химизма вулканитов разных поднятий и прогибов.

В средней юре — неокоме извергались относительно просто построенные последовательно дифференцированные базальт-андезит-дацит-риолитовые серии, которые по химическому составу варьируют от низкокальциевых толеитовых до известково-щелочных. Ассоциирующие интрузивные образования представлены плагиогранитным (бат) и габбро-диорит-гранодиоритовым (верхняя юра — неком) комплексами.

Ситуация изменилась в раннем сеноне, когда наряду с типичными известково-щелочными сериями (Аджаро-Триалетский, Болнисский и Иджеванский прогибы) генерировались антидромные вулканические серии повышенной щелочности (Агджакедский прогиб) и даже существенно базальтовые щелочные (Мартунинский прогиб). Последние формировались в обстановке растяжения и сопоставимы по ряду петрохимических характеристик как с базальтами рифтовых зон континентов, так и с щелочными базальтами приокраинно-морских частей энсиалических островных дуг.

В разделявшем микроконтинент и палеоостровную дугу бассейне (северная часть Мезотетиса) образование второго слоя океанической коры продолжалось вплоть до поздней юры — неокома. По химическому составу базальты эффузивно-радиоляритового комплекса в большинстве своем неотличимы от толеитов срединно-океанических хребтов. Среди них также встречаются и слабощелочные разновидности, сопоставимые с аналогичными породами внутриокеанических островов.

На рубеже раннего и позднего мела океаническая кора Мезотетиса подверглась скучиванию, после чего на этом деформированном меланократовом фундаменте в альб-сеноманское время были заложены структуры типа энсиматических островных дуг и внутриокеанических островов.

Относительное перемещение Иранского микроконтинента на север по направлению к Сомхето-Кафанской палеоостровной дуге сопровождалось шарьированием офиолитовых покровов как на микроконтинент (Вединский покров), так и на приокеаническую часть палеодуги (серия покровов Севано-Акеринской зоны). Большинство исследователей эта обдукция офиолитов, ограниченная промежутком времени между ранним и поздним коньяком, отождествляется с полным закрытием Мезотетиса в результате коллизии. Казалось бы столь четко определенное время

столкновения должно послужить хорошим хронологическим репером начала следующего, коллизионного этапа развития Малого Кавказа. Однако ряд данных противоречит такому заключению.

Связывая формирование среднеюрско-раннемеловых осадочно-вулканогенных комплексов Сомхето-Кафанской палеодуги с функционированием палеозоны Бенъофа, приходится констатировать, что субдукция продолжалась непрерывно — как во время коллизии, так и сразу же после нее (на это указывают мощные коньяк-сантонские известково-щелочные, типично островодужные вулканические серии Аджаро-Триалетского, Болнисского и Иджеванского прогибов). Более того, в течение всего раннего сенона продолжает существовать различие состава и строения геологических комплексов, которые и характеризуют палеодугу как палеодугу, а микроконтинент как микроконтинент. В пределах последнего продолжалось накопление субплатформенных, существенно карбонатных, лишенных примесей вулканомиктового материала отложений незначительной мощности (Нахичеванская подзона, Западный Айодзор). Оба факта указывают на то, что вплоть до конца раннего сенона латеральная зональность распределения геологических комплексов продолжала существовать. Даже если считать образование коньяк-сантонских вулканитов палеоостровной дуги следствием проблематичной "остаточной субдукции" (хотя логичнее полагать, что результатом коллизии является не только обдукция офиолитовых покровов, но и прекращение островодужного магматизма), то все равно рассматриваемые палеогеодинамические области не были связаны общностью тектонических условий накоплений геоккомплексов и развивались самостоятельно. Объединение произошло позже, между ранним и поздним сеноном, после чего практически на всей рассматриваемой территории накапливался литологически однообразный карбонатный комплекс. Поэтому верхний возрастной предел этапа следует ограничивать концом раннего сенона.

Коллизионный этап

Этот этап тектонического развития Малого Кавказа продолжался с позднего сенона по антропоген включительно и может быть расчленен на две стадии: начальную (поздний сенон — средний олигоцен) и заключительную (поздний олигоцен — антропоген).

Наступление начальной стадии фиксируется накоплением карбонатного комплекса позднего сенона — первого в альпийской истории комплекса позднего сенона, имеющего одинаковый состав в пределах всех, выделявшихся прежде, палеогеодинамических обстановок. Следовательно, к началу его образования они потеряли свою тектоническую индивидуальность, столь ярко проявленную ранее и образовали вместе новую палеотектоническую область осадконакопления. Такое положение комплекса возводит в ранг комплекса-показателя смены одного тектонического этапа другим.

Можно ли считать ситуацию, сложившуюся в начале верхнего сенона коллизией в принятом смысле этого термина? Скорее всего нет, так как горный рельеф еще не был создан и образование молассовых комплексов еще не началось. Это, своего рода подготовительная, непосредственно предшествующая коллизии, обстановка, когда уже не было ни микроконтинента, ни океана, ни островной дуги как самостоятельных единиц, но не было еще и орогенеза. Была гигантская тектоническая "брекчия", объединившая в себе фрагменты этих структур. Она явилась тем фундаментом, на котором развивались все последующие тектонические собы-

тия. Естественно, этот фундамент был весьма неоднороден по своему строению. Он включал "глыбы" и "блоки" разной компетентности, находящиеся в состоянии как бы "притирки" друг к другу.

Трудно представить, как поведут себя каждый из этих блоков на фоне продолжающегося общего сближения крупных континентальных массивов, каковыми являются Африкано-Аравийский и Евразийский континенты, тем более, что сближение последних происходило не тангенциально, а под некоторым углом. Очевидно, они начнут вращаться и при этом вращение наиболее крупных и жестких из них, обладающих древней корой континентального типа, будет направлено против часовой стрелки (широтная составляющая движения Африкано-Аравийского континента относительно Евразийского была направлена на восток). Также очевидно, что одним из следствий такого вращения будет образование многочисленных горизонтальных поверхностей тектонических срывов как в коре, так и на границе ее с верхней мантией, которые, в силу создавшегося в них разуплотнения вещества, могут служить местом зарождения очагов магм различного состава. Другим следствием будет массовое развитие пространственно разобщенных зон растяжения и сжатия, маркирующихся соответственно узкими и протяженными прогибами и поднятиями. Можно полагать, что зоны растяжения первоначально избирательно возникнут либо на границах отдельных блоков, либо на участках наименее консолидированного фундамента. По прошествии же некоторого времени, после того как блоки как бы "притрутся" эти ограничения перестанут быть определяющими.

В настоящее время количественные параметры поворотов отдельных блоков как на территории Малого Кавказа, так и смежных частей Альпийского складчатого пояса слишком малочисленны и не дают пока возможности реконструировать общую картину их вращений. Кроме того, четко не определены и их границы, что вносит свою долю неопределенности в результаты интерпретации. Но ряд данных имеется. Так, установлен верхнемеловой поворот микроконтинента (разрезы на территории Турции) по отношению к Евразийскому против часовой стрелки на $45-50^\circ$ [Van der Voo, 1968; Orbay, 1978; Orbay, Bayburdi, 1979]. На Малом Кавказе, в Армении, зарегистрированы [Печерский, Нгуен Тхи Ким Тхоа, 1978] различия средних склонений между породами коньякского и сантонского возрастов на $20-30^\circ$ (вращение по часовой стрелке).

Возвращаясь к характеристике начальной стадии коллизионного этапа, отметим, что первые такие зоны растяжения возникли уже во время накопления верхненеонского карбонатного комплекса. Ими являются Гочазский, Гадрутский и Алджалинский прогибы - пересекающие под острым углом бывшую Сомжето-Кафанскую палеодугу. В наиболее изученном из них Гочазском прогибе, в нижней части разреза, присутствует система даек, параллельных его простиранию. К числу наиболее характерных особенностей строения осадочно-вулканогенного комплекса относится отсутствие направленного изменения состава пород во времени: основные и средние вулканы встречаются на всех стратиграфических уровнях, закономерно сменяя друг друга в разрезах. Ограниченно дифференцированная серия прогиба объединяет в себе вулканические породы разного химического состава: от известково-щелочных до щелочных.

Своеобразие химизма поздненеонских вулканических образований Гочазского прогиба подчеркивается результатами факторного анализа, из которых следует, что они не имеют аналогов ни среди вулканитов доколлизионного этапа развития Малого Кавказа, ни среди проанализированных в данной работе вулканитов совре-

менных геодинамических обстановок, а образуют самостоятельную группу. Эта группа сочетает в себе петрохимические признаки как щелочных серий континентальных рифтов, так и известково-щелочных серий активных континентальных окраин.

Формирование прогибов, по-видимому, связано с локально проявленными тектоническими движениями, приведшими к расчленению Сомхето-Кафанской зоны на две подзоны: Сомхето-Карабахскую и Кафанскую.

Другая серия прогибов (Аджаро-Триалетский, Талышский, Севано-Ширакский и Еревано-Ордубадский) образовалась практически одновременно в палеоцене - раннем эоцене. Пространственное размещение этих прогибов на территории Малого Кавказа указывает на то, что они заложены вне видимой связи с составом подстилающего фундамента. Аджаро-Триалетский прогиб был заложен на фрагменте Сомхето-Кафанской палеодуги (его подстилает "островодужный" альбораннесенонский вулканогенный комплекс). Фактическое отсутствие геофизического гранито-метаморфического слоя под Талышским прогибом может быть доводом в пользу предположения о том, что его основанием послужил сегмент палеоокеанического моря. Севано-Ширакский прогиб образовался в зоне сочленения палеодуги и микроконтинента. Последний, по-видимому, являлся фундаментом для Еревано-Ордубадского прогиба.

Важно отметить, что, несмотря на разобщенность, все упомянутые прогибы вначале своего развития обособились как флишевые трюги и заполнялись одинаковыми терригенно-флишеидными комплексами. То есть, они не образовали какой-то новый латеральный ряд структур и своим развитием не спровоцировали появление зональности в размещении геоконструкций.

Позже флишевое осадконакопление сменилось бурной вулканической деятельностью, которая достигла максимума в среднем эоцене. Так же как позднеэоценовые, среднеэоценовые щелочные и субщелочные породы беспорядочно сменяют друг друга в разрезах (за исключением, может быть, Талыша) и характеризуются набором петро- и геохимических признаков щелочных серий континентальных рифтов, с одной стороны, и известково-щелочных - с другой. Так же как они, по результатам сравнительного анализа, вулканиты среднего эоцена непохожи ни на доколлиззионные Малого Кавказа, ни на вулканиты современных геодинамических обстановок. Вместе с тем, данные того же анализа показали принципиальное сходство состава продуктов вулканической деятельности большинства палеогеновых прогибов, что доказывает отсутствие латеральной зональности и в их размещении.

Быстро возникнув, прогибы также быстро и практически одновременно (в олигоцене) прекратили свое существование.

Наметившаяся картина зон локальных растяжений, господствовавших на территории Малого Кавказа в палеогеновое время, должна быть дополнена сведениями о зонах сжатия. На Малом Кавказе такие зоны не известны, но выделяются на Южном склоне Большого Кавказа и на Северном Кавказе, где маркируются массовым появлением олистостромовых комплексов в разрезах середины и конца эоцена [Щерба, 1983; Леонов, 1975].

Выводы по механизму образования позднеэоценовых и палеогеновых прогибов Малого Кавказа в общем приближении укладываются в рамки высказанной ранее умозрительной модели. Представляется вполне вероятной причиной их возникновения вращательные движения отдельных блоков сложной мозаики фундамента. Однако заманчивая перспектива привести в действие этот механизм поворотом толь-

ко одной "глыбы" Иранского микроконтинента желательного эффекта может не дать, так как необходимо учитывать еще и не только вероятное одновременное поступательное его движение в северных румбах, но и ответную реакцию смежных блоков, которая этот эффект может и усилить, и, наоборот, затушевать.

Начало новой, заключительной стадии коллизионного этапа развития Малого Кавказа знаменуется образованием в верхнем олигоцене – раннем миоцене новой серии наложенных (межгорных) прогибов (Среднеараксинский, Куринский и др.). Эти прогибы, в отличие от палеогеновых, аматматичны и служили местом накопления мощных молассовых комплексов (нижняя и верхняя молассы). Они разделялись растущими поднятиями, к которым приурочена основная вулканическая деятельность, протекавшая преимущественно в наземных условиях. Выделяются два крупных эпизода вулканической активности: миоценовый и позднеплиоцен-антропогеновый. Во время первого из них на поверхность обильно поставлялся, в основном, пирокластический материал. Современные вулканические нагорья (Арагацкое, Гегамское, Вардениское и Сюникское) окончательно оформились во время второго эпизода.

Столь разительные отличия тектоники начальной и заключительной стадии подразумевают и соответствующие различия состава вулканитов. Оказалось, что это не так. Сравнительный анализ показал, что по химическому составу между базальтами начальной и заключительной стадий больше общего, нежели различий. Это повлекло за собой обособление и тех, и других на дендрограмме в особую группу. Что же изменилось при переходе от одной стадии к другой? Как в палеогеновое, так и в неоген-четвертичное время мозаично-блоковый фундамент Малого Кавказа ощущал на себе сжимающие усилия со стороны сталкивавшихся Африкано-Аравийского и Евразийского континентов. В палеогене это привело к вращательному движению блоков, хотя уже тогда некоторые из них обнаруживали устойчивую тенденцию к воздыманию (например, блок Сомхето-Кафанской палеодуги). Начиная же с олигодана боковое сжатие усилилось, возможно, вследствие внедрения Аравийского "клина" на территорию Средиземноморского пояса, и предпочтительнее стали вертикальные движения блоков. Очевидно эта перемена направлений движения блоков коры не привела к изменению условий генерации магм на глуби-

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные закономерности изменения во времени и пространстве латеральной зональности размещения геологических комплексов Малого Кавказа определенно свидетельствуют о том, что современная структура его сформировалась в течение двух крупных этапов тектонического развития: доколлизийного (юра — ранний сенон) и коллизийного (поздний сенон — антропоген).

Первый этап отличает от второго наличие четкой зональности размещения геологических комплексов. В юрско-раннесенонское время отчетливо реконструируются по крайней мере три палеогеодинамические области осадконакопления и магматизма: пассивная окраина микроконтинента, океанический бассейн и островная дуга. Каждая из этих областей развивалась в присутствии ей тектоническом режиме: на микроконтиненте — это карбонатное и терригенное осадконакопление в сочетании с рифтогенезом; в океаническом бассейне — формирование коры океанического типа, скупивание ее и образование "зародышей" энсиматических островных дуг; на островной дуге — бурная вулканическая деятельность в мелководноморской обстановке.

Вследствие сближения Африкано-Аравийского и Евразийского континентов с наступлением коллизийного этапа упомянутые области потеряли тектоническую индивидуальность — в позднем сеноне практически на всей территории Малого Кавказа накапливался литологически однообразный карбонатный комплекс. Этот комплекс имеет важное значение, так как является комплексом-показателем смены одного тектонического режима другим.

К началу коллизийного этапа земная кора рассматриваемого региона представляла собой гигантскую тектоническую "брекчию" фрагментов доколлизийных структур. Этот мозаично-блоковый фундамент по-разному реагировал на воздействие регионального тектонического сжатия со стороны сближающихся Африкано-Аравийского и Евразийского континентов.

На начальной стадии этапа (поздний сенон — средний олигоцен) преобладали вращательные движения фрагментов палеоструктур. Это привело к образованию пространственно разобщенных разновозрастных зон сжатия (в смежных регионах) и растяжения. Последние маркируются на Малом Кавказе наложенными линейными вулканически активными прогибами. Первые такие прогибы были заложены уже в позднем сеноне. Формирование позднесенонского вулканогенного комплекса Гочазского, Гадрутского и Аджалинского прогибов находится в генетической связи с тектоническими движениями, приведшими к расчленению фрагмента палеоостровной дуги (Сомхето-Кафанская зона) на две части (Сомхето-Карабахская и Кафанская подзоны). Другая серия наложенных прогибов (Аджаро-Триалетский, Талышский, Севано-Ширакский и Еревано-Ордубадский) заложилась в палеогене. Вариации химизма вулканогенных комплексов этих прогибов объясняются влиянием состава и мощности подстилающей земной коры.

На заключительной стадии этапа (поздний олигоцен - антропоген) в движении блоков преваляровала вертикальная составляющая. В результате этого образовались наложенные амагматичные межгорные молассовые прогибы, разделенные вулканическими поднятиями. Начало стадии фиксируется накоплением молассового комплекса олигоцена - раннего миоцена. Состав вулканитов принципиально не отличается от такового вулканитов начальной стадии.

Для всего коллизионного этапа характерно отсутствие латеральной зональности в размещении геологических комплексов и специфический состав вулканитов.

Сопоставление химизма базальтов мировых тектонотипов современных геодинамических обстановок с альпийскими вулканогенными комплексами Малого Кавказа на основе методов многомерного статистического анализа подтвердило выводы, сделанные по геологическим данным. Прямые петрохимические аналоги современным устанавливаются только среди базальтов доколлизионного этапа развития Малого Кавказа. Базальты коллизионного этапа таких аналогов среди проанализированных тектонотипов не имеют. Синколлизионные вулканические комплексы сочетают петрохимические признаки вулканитов известково-щелочной и щелочной серий, закономерно сменяющих друг друга во времени и пространстве. Они являются вещественным выражением сложного процесса взаимодействия блоков разнородного фундамента при воздействии на них внешнего тектонического сжатия.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулкасумзаде М.Р., Гасанов Т.А., Аскеров Р.Б. Стратиграфия келловейских отложений северо-восточного склона Малого Кавказа (в пределах Кезабекского р-на АзССР) // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1972. № 2. С.32-39.
- Абдуллаев Р.Н. Возрастное расчленение гранитоидов раннеальпийского (мезозойского) тектономагматического цикла северо-восточной части Малого Кавказа по данным калий-аргонового метода // Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М.: Наука, 1966. С.68-75.
- Абдуллаев Р.Н., Мустафаев М.А., Гасанов Р.И. Развитие и палеовулканическая реконструкция позднеюрского вулканизма Малого Кавказа. (На примере Шамхорского поднятия и Агджакендского прогиба) // Докл. АН АзССР. 1976. № 1. С.46-49.
- Абдуллаев Р.Н., Мустафаев Г.В., Гасанов Р.И., Мустафаев М.А. Кислые геосинклинальные вулканиды северо-восточной части Малого Кавказа // Проблемы петрологии, М.: Наука, 1976. С.24-45.
- Абдуллаев Р.Н., Мустафаев Г.В., Мустафаев М.А. О комагматичности позднеюрских интрузивных и эффузивных формаций Малого Кавказа // Вопросы геохимии и химии редких элементов. Баку: Изд-во АН АзССР, 1979. С.53-66.
- Абих Г.В. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом // Зап. Кавк. отд. Рус. геогр. о-ва. 1973. Кн. 8. С.18-28.
- Абрамович И.И., Клушин И.Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
- Агамалян В.А. Докембрий - нижний палеозой // Геология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1974. Т.5. С.10-34.
- Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1968. 197 с.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа // Геотектоника. 1977. № 4. С.88-103.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б., Салуквадзе Н.Ш. Геологическое строение Аджарии // Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. С.60-69. (Тр. ГИН АН ГССР. Н.С.; Вып.44).
- Адамян А.А. Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1961. Т.14, № 6. С.41-50.
- Адамян А.А. Петрохимические особенности плиоценовых основных эффузивных пород Армении // Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С.212-226.
- Азарян Н.Р., Акопян В.Т., Чубарян Г.А. Юрская система // Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т.43: Армянская ССР. С.51-79.
- Азизбеков Ш.А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1947. 305 с.
- Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 500 с.

- Азизбеков Ш.А., Багиров А.Э. Геология и вулканизм Талыша. Баку:Элм, 1979. 244с.
- Акопян Г.М., Вегуни А.Т., Атухян А.С. Стратиграфия. Палеогеновая система // Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т.43: Армянская ССР. С.113-164.
- Алиев А.Г., Атаева В.П. О молассовой формации Азербайджана // Докл. АН СССР. 1959. Т.128, № 4. С.781-784.
- Алиюлла Х., Азизбекова А.Р., Рагимли А.А. К стратиграфии туронских отложений Нахичеванской АССР // Изв. АН АзССР. Сер. Наук о Земле. 1978. № 2. С.60-65.
- Амарян В.М. Стратиграфия АрмССР, четвертичная система. Вулканические образования // Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т.43: Армянская ССР. С.210-219.
- Амбарцумов В.А., Толмачевский А.А., Шестаков П.Т. Соленосные отложения и соляные структуры Арагатской котловины // Науч. тр. Ерев. политехн. ин-та. Сер. геология, горн. дело, металлургия. 1972. Т.29, вып.2. С.10-14.
- Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 338 с.
- Аракелян Р.А., Вегуни А.Т. Палеозой // Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т.43: Армянская ССР. С.34-45.
- Аскеров Ф.Г. Петрохимические особенности верхнемеловых и палеогеновых вулканических формаций Казахского прогиба Малого Кавказа // Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр. наук. 1968. № 6. С.11-19.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 427 с.
- Асланян А.Т., Сатян М.А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1977. Т.30, № 45. С.63-71.
- Асратян В.П. К литологии отложений дат-палеоцена Вединского района Армянской ССР // Вопросы геологии Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1964. С.205-215.
- Атаева В.П. Состав и строение верхнемеловой известняковой формации северо-восточной и восточной части Малого Кавказа // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1972. № 2. С.74-82.
- Атаева М.А., Эфендиева Э.Н. Типы карбонатных пород верхнеюрских отложений восточной части Малого Кавказа // Там же. 1968. № 5. С.77-82.
- Ахундов В.Д., Мамедов Э.А. Палеозойский дайковый комплекс Араксинской структурно-формационной зоны Малого Кавказа // Вопросы магматизма Азербайджана. Баку: Изд-во АГУ, 1983. С.109-112.
- Ахундов Ф.А. О сантонских вулканоплутонических формациях Мартунинского синклинария // Докл. АН АзССР. 1968. № 8. С.48-51.
- Ахундов Ф.А. К вопросу размещения и происхождения меловых вулканических формаций Малого Кавказа // Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр. наук. 1974. № 2. С.50-65.
- Ахундов Ф.А., Рамазанов В.Г., Гасанов С.Н. К истории развития позднемеловых вулканических формаций северо-восточного склона Малого Кавказа и их петрологические особенности // Докл. АН АзССР. 1975. № 8. С.56-60.
- Балавадзе Б.К., Твалтвадзе Р.К., Шенгелая Г.Ш. и др. Геофизические исследования земной коры и верхней мантии в области Кавказа // Геотектоника. 1966. № 3. С.24-30.
- Белов А.А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпифайкальской субплатформы на Малом Кавказе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 10. С.29-45.
- Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 211 с.

- Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д., Швольман В.А. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса: (Палинспастические реконструкции) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С.21-30.
- Белов А.А., Соколов С.Д. Реликты мезозойской океанической коры среди континентальных комплексов Мисханского массива Армении // Сов. геология. 1973. № 8. С.26-41.
- Белонин М.Д., Голубева В.А., Скублов Г.Т. Факторный анализ в геологии. М.: Недра, 1982. 269 с.
- Варданянц Л.А. Сейсмоструктура Кавказа. М., 1935. 327 с. (Тр. Сейсм. ин-та АН СССР; Вып.64).
- Варданянц Л.А. Тектоническая карта Кавказа в м-бе 1:1 000 000 // Изв. АН АрмССР. Сер. естеств. наук. 1947. Т.7, № 8. С.15-35.
- Вардапетян А.Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона // Океанология. 1979. Т.19, вып.6. С.1066-1074.
- Вишневская В.С. О возрасте радиоларитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа // Докл. АН СССР. 1975. Т.224, № 6. С.1381-1383.
- Габриелян А.А. О геотектоническом районировании Армении // Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1956а. С.20-46.
- Габриелян А.А. Тектонические комплексы Армении // Тр. совещ. по тектонике Альпийской геосинклинальной обл. юга СССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956б. С.79-96.
- Габриелян А.А. Корреляция разрезов третичных отложений Армении и смежных частей Малого Кавказа // Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. наук. 1958. Т.11, № 2. С.3-16.
- Габриелян А.А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959. 183 с.
- Габриелян А.А. Тектоническое районирование Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в системе альпийского орогена юга СССР и сопредельных стран // Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. наук. 1961. Т.14, № 4. С.7-22.
- Габриелян А.А. Фазы складкообразования и горообразования в Армении // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1972. Т.25, № 1. С.15-35.
- Гаджиев Т.Г., Аксельрод М.А., Потапова Е.И. Геотектоническое развитие и металлогения Сомхето-Кафанской структурно-формационной зоны Малого Кавказа (в пределах Азербайджана) // Обзор. Сер. Общ. и региональная геология, геол. картирование. М.: ВИЭМС, 1978. С.36.
- Гамкрелидзе И.П. О формировании тектонической структуры Аджаро-Триалетии // Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. С.144-154. (Тр. ГИН АН ГССР. Н.С.; Вып.44).
- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа // Геотектоника. 1966. № 3. С.40-63.
- Гасанов С.Н. Литолого-фациальный и формационный анализ юрского магматизма Мровдагского антиклинория // Вопросы магматизма Азербайджана. Баку: Изд-во АГУ, 1983. С.129-133.
- Гасанов Т.А. Нижняя юра Азербайджана: (Малый Кавказ). Баку: Изд-во АН АзССР, 1967. 198 с.
- Гасанов Т.А. Средняя юра Азербайджана: (Малый Кавказ). Баку: Эли, 1973. 166с.

- Гаспарян И.Г. К литологии сарматских отложений Приереванского района // Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. наук. 1959. Т.12, № 2. С.15-21.
- Геология Азербайджана. Петрография. Баку: Изд-во АН АзССР, 1952. 728 с.
- Геология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1964. Т.2: Стратиграфия. 432 с.
- ✓ Геология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1970. Т.4: Петрография (вулканические породы). 709 с.
- Геология СССР. М.: Гостеолтехиздат, 1964. Т.10: Грузинская ССР. 570 с.
- Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т.43: Армянская ССР. 463 с.
- Геология СССР. М.: Недра, 1972. Т.27. 564 с.
- Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 420 с.
- ✓ Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкции положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 121 с.
- Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.
- Грачев А.Ф., Карякин Ю.В. Формационная принадлежность вулканических серий: (На примере раннеюрских вулканитов Нахичеванской АССР) // Тез. докл. IV Регион. петрогр. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам. Нахичевань, 1983а. С.18-20.
- Грачев А.Ф., Карякин Ю.В. Геохимическая характеристика фаций верхнесенонских вулканических пород Гочазского синклинория (Малый Кавказ) // Тез. докл. IV Регион. петрогр. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам. Нахичевань, 1983б. С.22-23.
- Грачев А.Ф., Карякин Ю.В., Мишин В.И. Зоны Бенъофа и петрохимическая зональность островных дуг и активных материковых окраин // Тез. докл. II Всесоюз. съезда океанологов. Севастополь, 1982. Вып.7, ч.1. С.118.
- Григорьев В.Н., Книшпер А.Л., Соколов С.Д. Верхнемеловой олистостромовый комплекс Кыльчлинской синклинали: (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа) // Сов. геология. 1975. № 6. С.62-73.
- Григорьев В.Н., Соколов С.Д. Позднесенонский вулканизм Гочазского антиклинория: (Малый Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 10. С.43-54.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С.132-227.
- Гукасян Ю.Г. Долеритовые базальты бассейна среднего течения р.Ахурян: (окрестности с.Вачрамаберт) // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1970. Т.23, № 4. С.44-52.
- Гукасян Ю.Г., Ширивян К.Г. Базальтовый вулканизм северного склона массива г.Арагац // Зап. Арм. отд. Всесоюз. минерал. о-ва. 1978. Вып.9. С.15-21.
- Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 572 с.
- Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975. 251 с.
- Джрбашян Р.Т., Гуюмджян О.П., Таян Р.Н. Некоторые особенности строения и формирования третичных вулканогенных комплексов Зангезура // Вулканизм и металлогения Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1976. С.60-77.
- Джрбашян Р.Т., Садоян А.А. Особенности верхнеэоценового вулканогенно-осадочного литогенеза Байоцдзора // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1978. Т.31, № 4. С.32-41.
- Дмитриев Л.В., Шараськин А.А., Удинцев Г.Б. Рифтовые зоны океана и формирование коры океанического типа // Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972. С.113-129.

- Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 235 с.
- Луденко Л.Н., Шарков Е.В., Шуркин К.А., Мишин В.А. Изменчивость ассоциаций петрогенных элементов в ультрамафит-мафитовых комплексах докембрия // Геохимия. 1977. № 7. С.1025-1037.
- Железняк В.Е., Портная Е.Л., Соколов С.Д. О возрасте вулканогенно-карбонатной толщи Гочасского синклиория: (Малый Кавказ) // Докл. АН СССР. 1976. Т.230, № 2. С.405-409.
- Закариадзе Г.С., Книшпер А.Л., Лордкипанидзе М.Б. Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления: (Геодинамические аспекты) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С.117-121.
- Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Древние аналоги интрадуговых рифтов в мел-палеогеновой островной дуге Малого Кавказа // Проблемы рифтогенеза. М.: Наука, 1975. С.112-113.
- Заридзе Г.М. О базальтовом субстрате древнейшего геосинклинального пояса Кавказа // Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970. № 7. С.48-67.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Вардапетян А.Н., Володина В.И. Кайнозойская тектоника плит и геологическая история срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса // Строение литосферных плит. Взаимодействие плит и образование земной коры. М.: ИОАН, 1979. С.54-124.
- Зубатарева Л.И., Кабанова Е.С., Рудник Г.Б. Магматизм (магматические породы) океанических островов. М.: ВИНТИ, 1978. Т.10. 128 с. (Итоги науки и техники. Геохимия. Минералогия. Петрография).
- Иереског К.Г., Клован Д.И., Реймент Р.А. Геологический факторный анализ. Л.: Недра, 1980. 218 с.
- Иодер Г.С., Тилли К.Е. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 670 с.
- Карапетян К.И. Вулкан Салбатасар // Изв. АН Арм ССР. Сер. геол. и геогр. наук. 1960. Т.13, № 34. С.33-45.
- Карякин Ю.В. Геодинамическая позиция разновозрастных базальтовых серий Кавказского орогена // Экспресс-информ. общ. и регион. геология, геол. картирование ВИЭМС. 1979. Вып.8. С.1-21.
- Карякин Ю.В., Ковалев А.А., Оленин В.В. Геодинамическая модель истории геологического развития Кавказа и некоторые вопросы металлогении // Геодинамика и полезные ископаемые. М.: ВИНТИ, 1976. С.187-190.
- Катили Дж.А. Суматра // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т.1. С.387-401.
- Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1947. 199 с.
- Кеннеди Дж.К. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах // Вопросы физикохимии в минералогии и петрографии. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. С.66-101.
- Книшпер А.Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма // Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969. С.45-59.
- Книшпер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 206 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып.267).
- Книшпер А.Л., Соколов С.Д. Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа // Геотектоника. 1974. № 6. С.28-40.

- Книшпер А.Л., Соколов С.Д. Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон? // Там же. 1976. № 4. С.54-66.
- Ковалев А.А., Карякин Ю.В. Состояние проблемы строения и эволюции островных дуг и связи с ними месторождений полезных ископаемых // Обзор. Сер. Общ. и регион. геология, геол. картирование. М.: ВИЭМС, 1977. С. 36.
- Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 214 с.
- Крамбейн У., Кауфман М., Мак-Кеммон Р. Модели геологических процессов. М.: Мир, 1973. 150 с.
- Ксенолиты и гомеогенные включения: (Материалы симпоз. 1967 г.). М.: Наука, 1969. 104 с.
- ✓ Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост краин континентов и островных дуг // Краины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С.249-262.
- Курбанов Н.К., Кулаков В.В., Зарянов Ю.П., Антонов В.А. Юрско-меловые магматические формации северо-восточной части Малого Кавказа // Сов. геология. 1978. № 5. С.99-113.
- Кутолин В.А. Трапшовая формация Кузбасса. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
- Кутолин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М.: Недра, 1969. 142 с.
- Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 207 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики; Вып.189).
- Кутолин В.А. Перекристаллизация вещества верхней мантии в зонах Бенъофа и ее петрологические и металлогенические следствия // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С.28-40.
- Лебедев А.П., Малхасян Э.Г. Юрский вулканизм Армении. М.: Наука, 1965. 168 с.
- Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 139 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып.199).
- Леонтьев Л.Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1949. Т.24, № 4. С.3-36.
- Леонтьев Л.Н., Хаин В.Е. Основные этапы геотектонического развития Кавказа // Там же. 1950. Т.25, № 3. С.30-64; № 4. С.43-65.
- Леонтьев Л.Н., Хаин В.Е. К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. № 5. С.97-121.
- Ломизе М.Г. О месте офиолитов в тектонической структуре восточной Анатолии и Закавказья // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № II. С.32-41.
- ✓ Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 160 с.
- Лордкипанидзе М.Б., Закариадзе Г.С. Палеогеновый вулканизм Аджарии // Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. С.74-86. (Тр. ГИН АН ГССР. Н.С.; Вып.44).
- Мак-Берни А.Р. Роль ассимиляции // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С.301-331.
- Малхасян Э.Г. Геология и петрография базальтов вулкана Халадж // Магматизм и оруденение Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1974. С.10-21.
- Мандалян Р.А. Литологическая характеристика терригенной формации келловей

- северо-восточной части АрмССР // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1977. Т.30, № 2. С.78-82.
- Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Милановский Е.Е. Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа // Тр. совещ. по тектонике Альпийской геосинклинальной обл. юга СССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956. С.197-224.
- Милановский Е.Е. Новые представления о структуре и истории тектонического развития Малого Кавказа // Докл. АН СССР. 1963. Т.151, № 5. С.1170-1174.
- Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 278 с.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 356 с.
- Мишин В.И., Грачев А.Ф., Блжмштейн Э.И. Кластерный анализ и петрохимическая классификация базальтоидных серий рифтовых областей // Вестн. ЛГУ. Геология, география. 1974. № 6. С.133-140.
- Мнацаканян А.Х. Петрология верхнемеловой вулканической серии северной Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1981. 240 с.
- Мовсесян Р.С., Джрбашян Р.Т. Некоторые особенности верхнеэоценового вулканизма в пределах Арманисского рудного поля // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1979. Т.32, № 2. С.61-67.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 320 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Надарейшвили Г.Ш. Эоценовый вулканизм юго-восточной Гурии // Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. С.37-51. (Тр. ГИН АН СССР. Н.С.; Вып.44).
- Надарейшвили Г.Ш., Гоголадзе Д.П. Основы крупномасштабного картирования верхнемеловой вулканогенной формации Болнисского рудного района: (Юго-восточная Грузия) // Тез. докл. IV Регион. петрогр. совещ. Нахичевань, 1983. С.80-81.
- Назарян А.Н. Верхний протерозой-кембрий (?) // Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т.43. Армянская ССР. С.23-34.
- Оганесян Д.А., Сукиасян С.С., Сафарян В.Г. К вопросу о сокращении мощностей серии эоцена Айоцзорского хребта // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1965. Т.18, № 6. С.77-80.
- Освальд Ф. К истории тектонического развития Армянского нагорья // Зап. Кавк. отд. Рус. геогр. о-ва. 1916. Вып.2, кн.29.
- Остроумова А.С., Румянцева Н.А. Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л.: Недра, 1967. 365 с.
- Паффенгольц К.Н. Некоторые особенности геологического строения и тектоники Армении, причины землетрясений района г.Еревана // Пробл. сов. геологии. 1937. № 9. С.10-21.
- Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959. 503 с.
- Паффенгольц К.Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1970. 432 с.

- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С.3-17.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книшпер А.Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс // Докл. АН СССР. 1971. Т.196, № 3. С.657-659.
- Печерский Д.М., Нгуен.Тхи Ким Тхоа. Палеомагнетизм вулканитов офиолитовых серий и поздне меловых эффузивов Армении // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. № 3. С.28-34.
- Рахитакте Т. Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении // Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 216-236.
- Ренгартен В.П. Новые данные по тектонике Кавказа // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1926. Вып.2, ч.55. С.295-298.
- Ренгартен В.П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа // Тр. III Всесоюз. съезда геологов. 1930.
- Ренгартен В.П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа // Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т.6. С.675.
- Ростовцев К.О., Азарян Н.Р. Юрские отложения Нахичевани и юго-западной Армении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 7. С.29-44.
- Садоян А.А. О литологическом разделении средне-верхнеэоценовых отложений бассейна среднего течения р.Азат // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1965. Т. 18, № 6. С.72-76.
- ✓ Саркисян О.А. Схема стратиграфического расчленения палеогеновых образований Севано-Ширакского синклиория // Докл. АН АрмССР. 1959. Т.29, № 3. С.118-124.
- Сатян М.А. Литологические коррелятивы датско-палеоценовых отложений Иджеванского района Армянской ССР // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1964. Т.17, № 34. С.127-129.
- Сатян М.А. Поздне меловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1979. 168 с.
- Смирнов В.И. Зоны Бенъофа и магматогенное рудообразование // Геология руд. месторождений. 1974. № 1. С.3-7.
- Соболев А.В., Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Щербовский А.Я. Составы и условия кристаллизации расплавов вулканогенного комплекса офиолитов Малого Кавказа по данным изучения расплавных включений // Докл. АН СССР. 1983. Т.272, № 2. С.464-468.
- Соболев В.С., Кележинская В.В. Типы дифференциации серий вулканических пород // Геология и геофизика. 1971. № 12. С.9-18.
- Соколов С.Д. Олигостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 94 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып.296).
- Соловкин А.Н. Интрузивы и интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Баку: Изд-во Азерб. фил. АН СССР, 1939. 120 с.
- Сорохтин О.Г. Возможная природа базальтового магматизма океанических плит // Тектоника литосферных плит: (Источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: ИО АН, 1977. С.114-122.
- Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1958. 218 с.
- Тектоника Северной Евразии: (Объяснительная записка к тектонической карте Се-

верной Евразии м-ба 1:5 000 000) / А.В.Пейве, Л.П.Зоненшайн, А.Л.Книппер и др. М.: Наука, 1980. 220 с.

Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР / А.А.Габриелян, А.И.Адамия, В.Т.Акопян и др. Ереван, 1968. 72 с.

✓ Фролова Т.И., Рудник Г.Б. Толейтовые базальты подвижных зон континентов и океанов и вариации их состава в зависимости от структурной обстановки // Вестн МГУ. 1972. № 5. С.26-41.

✓ Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: Опыт геодинамической интерпретации // Геотектоника. 1975. № 1. С.13-27.

Халилов А.Г., Алиев Г.А., Аскеров Р.Б. Нижний мел юго-восточного окончания Малого Кавказа: (Стратиграфия и палеогеография). Баку: Элм, 1974. 181 с.

Халилов А.Г., Гасанов Т.А., Гаджинов Д.А. О возрасте карбонатной толщи в верховьях рек Шамхорчай и Гянджачай (Малый Кавказ) // Сов. геология. 1971. № 9. С.145-149.

Харазян Э.Х. Новейшие вулканические образования верховьев р.Ахурян (АрмССР) // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1968. Т.21, № 5. С.3-17.

Харазян Э.Х. К петрохимической характеристике долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР // Там же. 1971. Т.24, № 2. С.45-60.

Харазян Э.Х. О вторичных изменениях долеритовых базальтов северо-западной части АрмССР // Зап. Арм. отд. Всесоюз. минерал. о-ва. 1974. Вып.7. С.12-20.

Харазян Э.Х., Кухмуджан А.Г. Некоторые основные закономерности строения и состава плиоценовой вулканогенной свиты Армянской ССР // Там же. 1976. Вып.8. С.78-86.

Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР // С.Б.Абовян, Г.П.Багдасарян, Г.А.Казарян и др. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962. 292 с.

Хуцишвили О.Д. Тектоника и история формирования Храмского кристаллического выступа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 109 с. (Тр. ГИН АН ГССР. Н.С.; Вып.56)

Хуцишвили О.Д. Тектоника и история формирования Локского кристаллического выступа. Тбилиси: Мецниереба, 1978. 64 с. (Тр. ГИН АН ГССР; Вып.60).

Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968. 231 с.

Шихалибеги Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа: (Тектоническая структура и магматизм). Баку: Изд-во АН АзССР, 1966. Т.2. 262 с.

Шихалибеги Э.Ш., Насымов А.Я., Бабаев Р.Г. Позднеюрские рифы юго-восточного окончания Малого Кавказа и перспективы их нефтегазоносности в пределах юго-западного борта Куринской впадины и Нижне-Араксинской депрессии // Материалы науч. сес., посвящ. 60-летию Великой Окт. соц. революции. Баку: Элм, 1978. С.48-49.

Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Кристаллический фундамент Камчатки: строения и эволюция // Геотектоника. 1979. № 2. С.80-93.

Щерба И.Г. Кайнозойские олистостромы альпийской складчатой области // Там же. 1983. № 5. С.90-106.

Эрлих Э.Н. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966. 278 с.

Эфендиева Э.Н. Литолого-фациальные особенности отложений Титонского яруса северо-восточной части Нагорного Карабаха // Материалы науч. сес., посвящ. 60-летию Великой Окт. соц. революции. Баку: Элм, 1978. С.73-74.

- Baker J. Petrology of the volcanic rocks of Saint Helena Island, South Atlantic // Bull. Geol. Soc. Amer. 1969. Vol.8. P.1283-1310.
- Baker P.E., Gass J.P., Harris P.G., Le Maitre R.W. The volcanological report of the Royal Society Expedition to Tristan Da Cunha, 1962 // Philos. Trans. Roy. Soc. London. A. 1964. Vol.256, N 1075. P.439-578.
- Bizouard H., Barberi F., Varet J. Mineralogy and petrology of Erta Ale and Nocna volcanic series, Afar Rift, Ethiopia // J. Petrol. 1980. Vol.21, pt 2. P.401-436.
- Blake D.H., Ewart A. Petrography and geochemistry of the Cape Hoskins volcanoes, New Britain, Papua New Guinea // J. Geol. Soc. Austral. 1974. Vol. 21, pt 3. P.319-331.
- Brousse R. Analyses chimiques des Roches Volcaniques Tertiaires et Quaternaires de la France // Bull. Serv. carte. geol. France. 1961. Vol.58, N 263. P.136.
- Cooke R.J.S., McKee C.O., Dont V.F., Wallace D.A. Striking sequence of volcanic eruptions in the Bismarck Volcanic Arc, Papua New Guinea, in 1972-75 // Volcanism in Australia. N.Y. 1976. P.149-172.
- Engel A.E., Engel C.G. Composition of basalts from the Mid-Atlantic Ridge // Science. 1964a. Vol.144, N 3624. P.1330-1333.
- Engel A.E., Engel C.G. Igneous rocks of the East Pacific rise // Ibid. 1964b. Vol.146, N 3643. P.477-485.
- Ewart A., Brothers R.N., Mateen A. An outline of the geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec - New Zealand, Island Arc // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1977. Vol.2. P.205-250.
- Ewart A., Bryan W.B. Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol.83, N 11. P.3281-3298.
- Fernandez A., Hörmann P.K., Kussmaul S. et al. First petrologic data on young volcanic rocks of SW-Bolivia // Tschermaks miner. and petrogr. Mitt. 1973. Bd.49, H., S. 3. P.149-172.
- Hekinian R. Rocks from the Mid-Oceanic Ridge in the Indian Ocean // Deep-Sea Res. 1968. Vol.15. P.195-213.
- Heming R.F. Geology and petrology of Rabaul Caldera, Papua New Guinea // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol.85, N 8. P.1253-1264.
- Hörmann P.K., Pichler H., Zeil W. New data on the young volcanism in the Puna of NW-Argentina // Geol. Rdsch. 1973. Bd.62, H.2. S.397-418.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. Vol.8, N 5. P.523-548.
- James W., Hawkins J. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol.28, N 3. P.283-297.
- Knipper A.L. The tectonic position of ophiolites of the Lesser Caucasus // Ophiolites: Proc. Intern. ophiolite symp., Cyprus, 1979. Cyprus, 1980. P. 372-376.
- Kovalev A.A., Karyakin I.V. Volcanism, subvolcanic processes and arc deposits of the Caucasus collision origin // Programs and abstracts of 5th symp., Snowbird. Alta (Utah), 1978. P.28.
- Larson E.A., Reynolds R.L., Merrill R. et al. Major-element petrochemistry of

- some extrusive rocks, from the volcanically active Mariane Islands // Bull. Volcanol. 1974. Vol.38. P.361-377.
- Le Maitre R.W. Petrology of volcanic rocks, Gough Island, South Atlantic // Bull. Geol. Soc. Amer. 1962. Vol.73, N 11. P.1309-1340.
- Le pichon X., Hayes D.E. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic // J.Geophys. Res. 1971. Vol.76. P.6294-6308.
- Lowder G.G., Carmichael J.S.E. The volcanoes and caldera of Talasea, New Britain: Geology and petrology // Bull. Geol. Soc. 1970. Vol.81, N 1. P.17-38.
- MacDonald G.A. Composition and origin of Hawaiian lavas // Mem. Geol. Soc. Amer. 1968. Vol.116. P.517-522.
- MacKenzie D.E. Nature and origin of late Cainozoic volcanoes in Western Papua New Guinea // Volcanism in Australia. N.Y., 1976. P.221-238.
- Masole J., Sibuet J.C. New pole for the early opening of the South Atlantic // Nature. 1974. Vol.252. P.464-465.
- McBirney A.R., Williams H. Volcanic history of Nicaragua // Univ. Cal. Publ. Geol. Sci. 1965. Vol.55. P.73.
- McKee C.O., Cooke R.J.S., Wallace D.A. 1974-75 eruptions of Karkar volcano, Papua New Guinea // Volcanism in Australia. N.Y., 1976. P.173-190.
- Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites // J. Geol. 1975. Vol.83, N 2. P.249-281.
- Miyashiro A. Nature of alkalic volcanic rock series // Contrib. Miner. and Petrol. 1978. Vol.66, N 1. P.91-104.
- Miyashiro A., Shido F. Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel // Amer. J. Sci. 1975. Vol.275. P.265-277.
- Moore J.G., Fleming H.S., Phillips J.D. Preliminary model for extrusion and rifting at the axis of the Mid-Atlantic Ridge, 36°48' North // Geology. 1974. Vol.2, N 9. P.437-440.
- Morgan W.R. A note on the petrology of some lava types from east New Guinea // J.Geol. Soc. Austral. 1966. Vol.13, pt 2. P.583-591.
- Noble D.C., Bowman H.R., Hebert A.J., Silberman M.L. Chemical and isotopic constraints on the origin of low-silica latite and andesite from the Andes of Central Peru // Geology. 1975. Vol.3, N 9. P.501-520.
- Ono K. Chemical composition of volcanic rocks in Japan. Tokyo, 1962. 441 p.
- Orbay N., Bayburdi A. Palaeomagnetism of dykes and tuffs from the Mesudiye region and rotation of Turkey // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1979. Vol.59. P.437-444.
- Pearce J.A. Statistical analysis of major element patterns in basalts // J. Petrol. 1976. Vol.17. P.15-43.
- Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol.19, N 2. P.290-300.
- Rose W.J., Stoiber R.E. The 1966 eruption of Izalco volcano, El Salvador // J. Geophys. Res. 1969. Vol.74, N 12. P.3119-3130.
- Ruxton B.P. A Late Pleistocene to Recent Rhyodacite-trachybasalt-basaltic latite volcanic association in North-East Papua // Bull. Volcanol. 1966. Vol. 29. P.347-374.
- Stoiber R.E., Rose W.J. The geochemistry of Central American volcanic gas con-

- densates // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol.81, N 10. P.2891-2912.
- Strong D.F. Petrology of the Island of Moheli, Western Indian Ocean // Ibid. 1972. Vol.83, N 2. P.389-406.
- Tazieff H., Marinelli G., Barberi F., Varet J. Geologie de l'Afar Septentrional // Bull. Volcanol. 1970. Vol.33. P.1039-1072.
- Tournon J. Presence de Basaltes Alcalines Recents en Costa Rica (Amerique Centrale) // Ibid. 1973. Vol.36. P.140-147.
- Ui T. Recent volcanism in Masaya-Granada Area, Nicaragua // Ibid. 1973. Vol. 36. P.174-190.
- Van der Voo. Jurassic, Cretaceous and Eocene pole positions from northeastern Turkey // Tectonophysics. 1968. Vol.6. P.252-269.
- Westerveld J. Quaternary volcanism of Sumatra // Bull. Geol. Soc. Amer. 1952. Vol.63, N 6. P.561-594.
- White W.M., Tapia M.D.M., Schilling J.G. The petrology and geochemistry of the Azores Islands // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol.69. P.201-213.
- Williams H., McBirney A.R. Volcanic history of Honduras // Univ. Cal. Publ. Geol. Sci. 1969. Vol.85. P.1-101.
- Zeil W. The Andes: A geological review // Beitr. reg. Geol. Erde. 1979. Bd. 13, N 8. S.260.

Приложение

Таблица I. Химический и нормативный минеральный состав (в %) раннеюрских базальтов Нахичеванской зоны

Компонент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	47,94	48,02	52,24	47,94	45,92	48,50	48,37	45,60	46,30	46,48	48,64	47,34	47,75	46,70	47,13	47,37
TiO ₂	3,39	3,17	2,98	1,99	2,00	1,68	3,59	1,42	2,04	1,89	2,23	1,96	1,13	1,95	2,26	2,24
Al ₂ O ₃	13,17	13,44	13,05	16,27	16,17	17,07	14,72	15,29	15,70	16,76	15,23	16,01	16,21	14,51	15,54	14,78
Fe ₂ O ₃	5,82	5,44	11,21	8,38	8,93	8,11	12,82	10,19	9,66	7,88	9,32	6,66	4,75	8,36	10,32	7,56
FeO	8,13	8,41	3,12	3,66	3,34	2,82	2,24	2,12	3,93	4,63	3,97	5,49	5,26	4,71	2,59	4,99
MgO	4,36	4,32	4,37	4,97	4,85	5,81	3,81	5,67	4,98	4,65	4,65	6,74	8,10	6,55	5,49	5,57
CaO	9,53	9,31	4,11	8,86	9,33	9,47	6,83	10,30	8,50	9,68	8,69	9,43	10,17	9,57	9,67	9,45
Na ₂ O	2,26	2,26	2,94	3,11	3,29	3,22	3,84	3,63	3,21	3,38	3,32	2,98	2,52	3,49	2,62	2,98
K ₂ O	1,20	1,13	1,50	0,89	0,69	0,74	0,35	0,47	0,77	0,57	0,95	0,61	0,59	0,31	0,40	0,71
Q	6,92	6,83	15,28	3,68	1,08	1,71	7,22	-	2,63	1,14	4,43	0,78	-	0,24	5,68	3,68
Or	7,40	6,99	9,28	5,47	4,31	4,49	2,14	2,93	4,79	3,51	5,79	3,71	3,61	1,91	2,46	4,39
Ab	19,96	20,02	26,04	27,39	29,45	27,97	33,65	30,85	28,56	29,82	28,96	25,94	22,10	30,71	23,09	26,36
An	23,22	24,28	18,82	28,94	28,90	30,73	22,67	25,39	27,51	30,10	24,59	29,32	32,31	23,93	30,68	25,99
Ne	-	-	-	-	-	-	-	0,86	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	21,05	19,53	1,96	13,08	15,62	13,62	6,58	22,25	13,11	15,54	15,46	14,75	15,84	19,81	15,01	17,93
Hy	5,92	7,78	10,48	6,82	5,54	8,54	6,78	-	6,97	4,87	4,77	11,74	15,15	7,78	7,28	6,19
Ol	-	-	-	-	-	-	-	3,22	-	-	-	-	1,62	-	-	-
Mt	8,81	8,26	1,49	6,27	5,26	4,33	-	2,87	7,10	9,85	6,53	9,93	7,14	9,91	1,87	10,03
Hmt	-	-	10,71	4,40	5,82	5,34	13,28	8,78	5,26	1,42	5,11	-	-	1,86	9,46	0,99
Ilm	6,72	6,30	5,93	3,93	4,02	3,28	4,90	2,85	4,07	3,74	4,37	3,83	2,22	3,85	4,47	4,45

Компонент	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	47,03	48,46	49,83	48,86	51,40	49,05	50,70 ^{53,50}	47,38	42,62	46,16	46,94	49,33	51,84	49,12	47,40	47,01
TiO ₂	2,00	1,99	2,03	1,64	1,71	1,87	1,99 ^{2,107}	1,67	1,14	1,96	1,76	2,44	2,61	2,08	2,09	2,30
Al ₂ O ₃	15,10	15,78	13,64	14,53	14,40	14,23	14,42 ^{15,10}	14,44	9,02	14,46	16,89	13,82	12,89	13,88	13,23	14,13
Fe ₂ O ₃	8,03	7,29	6,59	6,82	6,15	6,55	7,16 ^{4,41}	7,16	5,08	5,80	8,89	6,20	8,72	9,40	13,20	6,13
FeO	3,74	4,34	6,44	4,25	4,76	4,90	4,18 ^{3,4}	4,62	8,64	5,55	3,06	7,49	5,07	4,31	1,49	6,28
MgO	4,64	4,35	6,06	6,54	5,46	6,21	4,12 ^{2,8}	7,35	20,43	7,52	4,01	6,03	4,00	5,78	4,29	4,85
CaO	10,87	8,79	10,45	12,33	9,02	11,32	6,69 ^{9,5}	11,97	6,12	11,73	8,81	9,36	6,85	10,19	6,14	7,78
Na ₂ O	3,54	4,03	2,53	2,43	3,21	2,32	4,61 ^{2,9}	2,33	1,00	2,02	4,42	2,51	3,02	2,51	4,47	1,34
K ₂ O	0,66	0,90	0,62	0,50	1,79	0,94	2,14 ^{2,3}	0,50	0,39	0,60	0,95	0,82	1,18	0,62	2,06	0,49
q	0,32	0,89	6,05	4,05	3,54	4,94	9,21	2,26	-	1,22	-	5,40	12,99	7,42	-	15,33
Or	4,08	5,54	3,73	3,02	10,80	5,70	13,17	3,03	2,44	3,70	5,90	4,94	7,25	3,74	12,90	3,21
Ab	31,33	35,55	21,80	21,00	27,74	20,16	40,63	20,24	8,96	17,84	36,87	21,67	26,65	21,70	39,77	12,56
An	24,43	23,26	24,47	27,85	20,02	26,32	12,85	28,19	20,09	29,87	24,65	24,57	18,80	25,31	10,54	34,43
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,33	-	-	-	0,17	-
Di	24,88	17,28	22,48	26,96	20,12	24,48	16,91	25,50	9,56	24,31	14,03	18,30	12,86	20,50	15,67	6,61
Hу	0,55	3,28	7,81	4,14	5,34	5,00	1,88	6,97	21,98	10,39	-	11,28	4,39	5,20	-	13,20
Ol	-	-	-	-	-	-	0,68	-	26,88	-	2,80	-	-	-	2,84	-
Mt	6,54	8,57	9,73	9,14	9,11	9,75	8,02	10,32	7,80	8,78	5,01	9,17	9,12	8,03	-	9,84
Hmt	3,89	1,69	-	0,67	-	-	1,92	0,23	-	-	5,90	-	2,77	4,06	13,99	-
Ilm	3,97	3,94	3,93	3,18	3,32	3,65	3,94	3,26	2,29	3,89	3,51	4,73	5,15	4,04	3,33	4,84

Примечание. Анализы выполнены в Химической лаборатории ИГО "Севзапгеология".

Т а б л и ц а II. Содержания некоторых микроэлементов в раннеюрских базальтах Нахичеванской зоны (в г/т)

№	Ti	V	Cr	Co	Ni	Zn	Ga	Y	Zr	Nb	Ba
I	I4799.6	256.9	63.0	59.9	37.7	296.1	26.5	30.9	221.0	38.6	728.4
2	I6076.4	303.4	38.2	58.4	29.9	258.7	26.6	45.3	246.9	38.3	458.1
3	I4204.7	222.4	25.4	59.8	20.6	160.0	20.1	49.4	261.2	42.0	553.4
4	II757.6	243.8	170.6	42.9	76.2	105.1	18.0	23.5	173.3	26.3	454.9
5	8842.4	144.4	168.8	62.4	78.7	132.0	19.0	23.6	145.3	21.2	271.7
6	8499.2	253.4	139.7	51.2	72.4	144.0	16.3	21.0	127.4	19.9	291.8
7	I9314.4	94.9	35.0	54.0	19.0	262.2	18.2	41.5	252.4	50.7	267.0
8	8083.2	227.1	124.1	87.1	138.7	154.1	19.6	20.6	109.6	18.5	355.7
9	II091.1	257.0	143.9	63.3	72.6	167.7	22.0	25.2	157.6	26.1	301.6
10	10215.4	141.8	105.7	64.1	69.9	126.3	17.9	23.8	142.2	23.3	210.5
11	II664.2	142.8	43.2	65.2	43.5	142.2	19.3	27.5	164.5	26.9	444.4
12	9837.1	129.6	63.4	61.8	56.8	136.4	18.7	25.1	151.9	25.9	329.4
13	6472.7	117.8	306.3	59.7	147.6	101.5	13.3	27.9	97.1	12.8	45.8
14	II023.5	139.2	241.3	61.2	127.1	142.7	14.4	24.9	176.5	25.3	67.8
15	10062.8	132.2	265.4	70.0	109.8	168.9	18.9	25.2	173.5	24.4	144.3
16	12568.9	297.5	187.5	66.6	101.5	197.2	17.9	27.4	188.9	26.6	132.5
17	10106.9	138.7	153.5	53.0	87.7	119.4	12.8	22.5	141.5	24.5	186.3
18	9669.2	244.4	172.1	55.3	85.4	147.9	21.3	27.3	144.0	20.6	447.3

Окончание таблицы II

№	Ti	V	Cr	Co	Ni	Zn	Ga	Y	Zr	Nb	Ba
19	I6009.0	42I.4	III.0	75.6	69.8	I99.2	27.3	26.6	I37.9	I9.0	282.0
20	I0973.8	I38.4	203.4	63.2	I09.9	I05.5	I8.7	27.2	I56.6	2I.8	I7I.3
2I	I0754.2	I38.2	I56.6	53.0	II4.5	I3I.2	20.3	28.0	207.5	24.8	427.8
22	I078I.6	I32.6	2I2.9	58.6	II9.7	II3.3	20.I	26.2	I72.4	2I.3	329.6
23	I0922.I	I43.I	I39.5	47.9	8I.2	I05.5	I8.8	32.I	206.8	27.3	6I5.I
24	II389.7	336.8	I36.4	64.3	II6.4	I46.6	I7.3	24.6	I60.I	24.2	2I0.3
25	7734.5	I22.I	38I2.2	I58.4	I463.3	I37.8	I0.0	20.7	I40.I	23.I	72.8
26	I2I33.7	298.2	267.6	72.4	I3I.0	I95.I	I7.9	28.3	I77.I	I6.4	246.7
27	I203I.0	260.2	222.8	62.5	8I.8	I24.8	2I.2	3I.I	I56.6	28.0	469.5
28	I20I4.0	332.I	68.I	59.I	42.6	242.0	2I.5	26.4	I84.0	24.8	244.9
29	I03I8.5	438.5	2I.0	49.4	I6.I	2I2.8	23,5	27.I	202.5	22.4	758.I
30	I0795.I	395.4	62.9	62.I	48.9	I74.4	I9.0	23.8	I66.6	I8.3	229.2
3I	I2442.9	I43.I	I30.I	7I.0	I37.3	I5I.7	I8.9	22.8	I50.0	I8.5	I367.2
32	I2574.6	375.6	45.6	II7.9	6I.9	2I6.2	23.2	30.9	I8I.3	29.6	257.8
33	I4I85.4	46I.8	47.9	67.3	50.6	39I.7	27.8	28.8	306.5	3I.0	347.0
34	8263.7	I42.8	207.2	68.7	I07.4	I46.8	I6.6	26.6	I57.7	I7.4	I57.5

Примечание. Порядковые номера анализов соответствуют порядковым номерам анализов в таблице I

Т а б л и ц а III. Химический и нормативный минеральный состав (в %) альбских вулканитов Нахичеванской зоны

Компо- нент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	49,87	52,23	45,92	53,04	47,16	46,90	49,76	50,23	51,99	57,13	56,10	49,91	50,71	53,36	51,49	47,73	42,43	51,89	57,70
TiO ₂	1,39	1,77	1,80	1,33	1,77	1,80	1,80	1,51	1,41	1,25	1,48	1,84	1,40	1,49	1,34	1,25	1,09	1,19	1,04
Al ₂ O ₃	17,10	17,72	15,22	18,09	18,15	18,22	17,56	19,98	19,22	15,22	17,15	19,49	19,03	17,47	19,53	14,43	14,78	17,53	17,80
Fe ₂ O ₃	4,84	8,30	8,89	7,15	3,92	5,12	7,04	7,70	7,73	7,41	8,05	7,69	7,16	5,14	6,50	4,06	9,81	6,82	5,99
FeO	3,61	2,16	2,02	1,04	5,13	4,45	1,90	1,38	0,72	0,63	0,66	1,68	1,77	2,89	1,29	5,81	0,29	2,03	0,81
MgO	7,08	3,37	7,93	2,91	7,26	6,95	4,04	3,59	2,90	1,82	1,63	3,21	3,58	3,67	3,26	11,17	5,06	4,21	2,44
CaO	8,28	8,05	11,09	7,61	10,98	10,95	10,11	8,80	7,29	6,14	5,00	9,41	8,73	7,59	7,42	9,34	16,19	8,89	5,95
Na ₂ O	3,18	3,56	2,04	4,37	2,42	3,01	3,39	4,26	4,30	4,91	5,55	3,23	4,03	4,93	4,06	2,21	2,29	3,64	4,64
K ₂ O	1,01	1,48	1,06	1,57	0,63	0,72	1,32	1,01	1,89	2,43	2,51	1,23	1,59	1,56	2,12	0,83	0,73	1,78	2,05
Q	1,64	6,25	-	3,81	-	-	1,98	-	1,70	7,55	3,36	4,07	0,21	0,60	0,75	-	-	2,49	8,30
Or	6,19	8,87	6,35	9,55	3,82	4,34	8,05	6,06	11,46	14,81	15,11	7,44	9,59	9,40	12,91	5,07	4,65	10,74	12,31
Ab	27,92	30,54	17,99	38,01	21,02	25,86	29,60	36,61	37,34	42,86	47,86	27,98	34,80	42,52	35,41	19,31	11,45	31,44	39,89
An	30,51	28,39	30,47	25,85	37,78	34,73	29,71	32,92	28,28	12,70	14,75	35,88	29,73	21,34	29,69	27,89	30,10	26,78	22,03
Ne	-	-	-	-	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,13	-	-
Di	9,45	9,42	20,91	9,65	14,37	16,15	17,15	8,89	5,18	11,67	6,14	9,27	11,26	13,27	6,42	13,59	29,33	14,19	5,81
Hу	14,26	4,14	10,82	2,95	10,33	-	2,43	4,30	5,01	-	1,29	3,89	3,88	3,17	5,39	15,25	-	4,12	3,48
Ol	-	-	0,05	-	3,40	7,81	-	0,46	-	-	-	-	-	-	-	8,13	-	-	-
Mt	7,28	1,86	1,35	-	5,83	7,57	0,94	0,07	1,53	1,39	1,87	0,08	1,68	5,09	0,28	6,08	1,41	3,16	0,35
Hmt	-	7,13	8,33	7,36	-	-	6,62	7,77	7,93	7,64	8,20	7,81	6,15	1,73	6,51	-	10,59	4,78	6,09
Ilm	2,74	3,41	3,56	2,26	3,45	3,48	3,53	2,91	1,56	1,37	1,42	3,58	2,71	2,88	2,62	2,45	0,66	2,31	1,74

Примечание. Анализы выполнены в Химической лаборатории ПГО "Севзапгеология"

Т а б л и ц а IV. Содержание некоторых элементов в альбских (?) вулканитах Нахичеванской зоны (в г/т)

№	Ti	V	Cr	Co	Ni	Zn	Ga	Y	Zr	Nb	Ba
I	709I.6	I2I.9	I75.I	4I.3	75.I	III.3	I4.3	24.4	I49.6	28.7	48I.6
2	950I.I	I3I.0	42.I	40.5	32.2	I2I.5	I8.2	36.4	236.0	29.I	586.9
3	982I.3	I44.0	368.4	6I.2	I99.6	I39.9	I8.5	26.4	I54.9	25.9	III0.3
4	8885.0	I2I.I	IO.0	30.5	20.2	94.7	I7.9	26.8	2I7.3	28.4	756.7
5	8893.2	233.7	IO3.2	50.8	63.2	I48.5	I8.9	24.I	I27.5	I9.9	346.0
6	9376.8	240.5	I24.6	6I.0	82.0	II6.6	I5.2	2I.I	II2.8	I6.5	289.6
7	9485.9	I32.I	45.I	45.5	28.3	I33.9	I8.6	25.8	236.3	29.9	472.6
8	8698.5	I2I.3	I2.0	35.5	8.8	97.2	I6.8	30.3	I5I.7	30.9	56I.8
9	8420.I	IO6.8	I3.0	30.2	II.9	I7.0	I9.0	32.0	282.3	47.4	764.7
IO	8466.I	79.9	28.9	22.9	I2.2	I35.3	22.5	48.2	428.4	84.2	IO32.I
II	IO534.2	93.9	I2.0	25.4	3.0	73.6	26.4	5I.3	437.9	85.7	IO86.3
I2	9564.3	32I.3	20.I	45.7	23.5	I38.0	20.6	26.I	I70.I	30.2	835.2
I3	9362.8	I20.5	26.5	33.2	I9.I	I27.9	2I.4	34.4	279.4	45.0	575.8
I4	IO445.5	I42.I	IO.I	45.2	I5.8	I44.7	26.2	39.6	288.4	52.5	702.3
I5	87I5.0	I88.7	42.I	28.6	2I.5	IOI,8	I9.0	33.7	3I4.8	48.0	655.5
I6	6283.5	I45.3	69I.7	55.2	25I.9	IO2.9	I4.7	22.0	II9.5	20.4	836.4
I7	6447.0	II2.5	I74I.5	57.8	258.2	I29.I	I4.9	I8.9	IO4.I	I7.6	888.3
I8	7II2.8	I25.5	66.2	36.I	27.6	95.8	I7.0	3I.8	259.5	32.7	607.3
I9	6596.I	IO0.0	IO.9	25.6	I2.5	68.0	I7.I	3I.5	259.9	39.0	973.2

Примечание. Порядковые номера анализов соответствуют порядковым номерам анализов в таблице III

Т а б л и ц а У. Химический и нормативный минеральный состав (в %) среднеюрских вулканитов Карабахского прогиба

Компо- нент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	50,26	51,82	52,00	52,14	52,28	52,76	53,40	53,92	54,08	54,82	54,84	55,00	55,64	55,78	55,92	56,94
TiO ₂	0,97	0,97	0,99	0,99	0,96	1,03	0,91	0,58	0,97	1,00	0,86	0,99	0,28	0,99	0,58	0,94
Al ₂ O ₃	13,90	14,09	14,38	14,54	15,95	14,70	16,06	16,31	13,52	14,08	13,17	13,83	15,29	15,87	15,80	13,76
Fe ₂ O ₃	6,86	5,24	5,13	5,11	4,20	6,51	3,61	1,62	4,43	3,25	7,20	6,00	2,59	6,37	2,07	2,44
FeO	5,85	6,41	7,31	7,69	7,95	5,50	7,12	6,58	7,41	8,17	4,14	5,65	6,29	3,28	6,47	6,21
MgO	3,93	5,22	6,04	5,09	5,30	5,43	4,75	6,05	5,02	5,02	2,92	4,75	5,56	3,22	7,26	3,79
CaO	8,12	6,99	5,38	4,72	4,71	5,19	5,41	10,53	7,18	5,10	8,69	5,95	8,96	5,01	7,84	11,87
Na ₂ O	4,85	4,60	4,15	6,00	4,70	4,70	4,77	2,40	2,55	2,90	5,20	4,00	2,10	6,00	2,20	1,95
K ₂ O	0,12	0,08	0,65	0,08	1,15	0,35	0,35	0,25	0,95	1,70	0,19	0,59	0,25	0,20	0,45	0,15
Q	2,15	3,18	3,26	-	-	5,38	3,02	7,25	12,22	9,62	7,71	11,06	14,12	6,76	11,25	17,30
Or	0,75	0,50	4,00	0,49	6,99	2,25	2,15	1,50	5,84	10,46	1,15	3,06	1,52	1,22	2,70	0,90
An	43,26	40,79	36,57	52,69	40,92	41,35	41,88	20,67	22,45	25,55	45,26	35,01	18,33	52,50	18,88	16,83
Ab	16,77	18,40	19,46	12,98	19,58	18,70	22,18	33,58	23,55	21,22	12,38	18,94	32,54	16,32	32,36	28,91
Di	20,71	14,49	6,74	9,24	3,65	6,42	4,64	15,99	11,03	4,22	16,59	9,28	10,85	7,30	5,75	25,61
Hу	4,05	12,75	20,26	8,89	18,32	14,15	18,92	17,50	16,31	22,05	4,48	11,71	18,21	4,91	24,91	5,01
Ol	-	-	-	6,07	2,41	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	10,49	7,96	7,75	7,69	6,27	9,81	5,43	2,39	6,68	4,91	10,74	9,00	3,87	7,96	3,04	3,61
Hmt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,08	-	-
Ilm	1,94	1,93	1,96	1,95	1,88	2,03	1,79	1,12	1,92	1,98	1,68	1,94	0,55	1,94	1,12	1,82

Примечание. Анализы выполнены в Химической лаборатории ПГО "Севзапгеология"

Т а б л и ц а VI. Химический и нормативный минеральный состав (в %) средне-
прских базальтов Лачинского прогиба

Компо- нент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II
SiO ₂	49,76	50,69	50,32	49,18	50,78	52,36	49,52	50,24	54,40	50,82	46,28
TiO ₂	1,40	1,42	1,55	1,12	1,82	0,82	1,22	1,10	1,44	1,49	0,86
Al ₂ O ₃	14,69	14,64	15,19	15,09	14,34	18,10	17,86	15,55	15,05	14,44	14,60
Fe ₂ O ₃	4,20	2,94	3,88	2,54	4,67	4,33	6,69	6,47	5,89	2,68	3,00
FeO	7,78	8,15	7,69	6,21	8,26	4,57	4,11	4,20	4,92	8,15	5,83
MgO	6,72	6,92	6,38	6,04	5,77	7,03	4,62	5,63	4,14	6,04	13,10
CaO	10,38	10,20	9,92	14,73	9,44	6,14	10,20	10,20	7,74	11,24	9,06
Na ₂ O	2,75	2,25	2,90	1,75	2,80	3,60	2,98	2,55	3,28	2,60	2,50
K ₂ O	0,29	0,10	0,12	0,10	0,16	0,26	0,55	0,59	0,40	0,14	0,29
Q	1,88	5,09	3,05	3,77	5,87	5,36	5,49	7,52	13,45	3,62	-
Or	1,75	0,61	0,72	0,60	0,96	1,58	3,33	3,61	2,43	0,85	1,79
Ab	23,75	19,57	25,05	15,15	24,17	31,34	25,12	22,35	28,54	22,54	22,15
An	27,44	30,37	28,66	33,78	26,61	31,34	34,90	30,29	25,87	27,99	29,06
Di	20,35	17,61	17,50	33,06	17,20	-	13,16	17,30	10,78	23,82	14,29
Hu	15,91	19,62	16,27	6,22	14,76	21,57	5,68	7,04	7,35	14,31	6,42
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,04
Kt	6,22	4,38	5,74	5,25	6,91	6,46	9,93	9,72	8,78	3,98	4,55
Ilm	2,71	2,77	3,01	2,18	3,53	1,60	2,37	2,16	2,81	2,90	1,71

Примечание. Анализы выполнены в Химической лаборатории ИГО "Сев-
запгеология".

Т а б л и ц а VII. Химический и нормативный минеральный состав (в %) сантонских базальтов Мартунинского прогиба

Компонент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	45,98	45,88	46,30	44,42	43,00	45,64	48,80	46,08	44,24	44,94	40,06	45,36	45,58	40,32	43,48	49,82
TiO ₂	1,12	1,24	1,40	1,52	1,40	1,40	1,12	1,32	1,36	1,32	1,16	1,36	1,36	1,32	1,20	0,92
Al ₂ O ₃	13,76	13,87	14,31	16,60	14,86	15,54	17,10	18,20	16,67	17,24	14,08	14,08	15,87	17,54	16,73	16,36
Fe ₂ O ₃	6,10	5,57	4,89	6,55	6,96	5,94	5,53	4,59	6,17	7,83	6,24	6,06	5,83	6,80	6,32	5,57
FeO	4,57	4,92	5,71	4,71	3,43	4,22	3,14	5,37	4,37	3,24	3,46	4,72	4,75	4,17	3,95	2,86
MgO	7,80	7,40	8,11	6,04	6,24	5,63	4,27	4,82	6,11	5,80	5,22	7,84	6,92	5,29	5,02	3,63
CaO	12,65	12,46	12,55	10,01	10,86	8,87	5,38	8,12	8,40	8,67	12,84	10,85	10,10	10,20	9,53	7,45
Na ₂ O	1,95	2,35	1,10	2,69	1,90	3,00	3,35	3,15	3,40	2,45	1,85	3,00	1,75	1,40	3,20	2,70
K ₂ O	2,17	2,41	2,47	2,51	3,45	3,17	5,00	2,75	2,51	3,00	3,28	1,00	3,05	3,55	2,10	3,40
Q	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,08
Or	13,34	14,42	15,07	15,59	22,14	20,05	31,54	17,22	15,91	18,76	11,32	6,27	18,93	23,16	13,56	21,67
Ab	11,33	8,72	9,61	13,83	3,91	16,37	22,18	20,67	17,25	17,36	-	22,54	13,50	0,79	17,79	24,64
An	23,29	21,00	27,69	27,38	23,70	20,95	17,99	29,03	24,47	28,77	23,16	23,34	27,77	34,32	27,40	24,25
Lc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,36	-	-	-	-	-
Ne	3,16	6,49	-	5,47	7,34	5,86	4,38	4,10	7,37	2,48	9,62	2,38	1,11	6,66	6,39	-
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,43	-	-	-	-	-
Di	32,96	34,16	29,05	19,42	27,09	20,40	8,17	10,93	15,82	13,04	31,80	26,48	19,54	16,77	18,89	12,16
Hу	-	-	1,43	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,11
Ol	4,48	3,96	7,07	5,30	3,03	4,26	5,30	8,33	6,81	6,48	-	6,93	7,55	4,74	3,48	-
Mt	9,20	8,40	7,32	9,98	7,60	9,22	7,34	7,05	9,60	7,00	8,83	9,32	8,88	10,61	10,01	7,07
Hmt	-	-	-	-	2,32	-	0,84	-	-	3,46	0,98	-	-	0,19	-	1,13
Ilm	2,21	2,45	2,75	3,03	2,89	2,85	2,27	2,86	2,77	2,65	2,50	2,74	2,71	2,77	2,49	1,88

Комп- нент	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	45,52	46,00	46,70	46,04	47,80	45,02	45,54	45,08	45,84	44,64	47,78	42,18	47,88	45,76	46,58	46,02
TiO ₂	1,04	1,20	1,12	1,12	0,96	1,16	1,16	1,28	1,32	1,10	1,20	1,04	1,04	1,10	1,15	0,98
Al ₂ O ₃	14,03	17,20	14,79	14,99	15,60	13,52	16,68	17,50	16,87	16,15	16,86	15,97	16,63	15,40	17,06	14,69
Fe ₂ O ₃	6,12	5,97	7,63	7,56	7,29	9,57	9,59	6,76	7,42	5,27	5,67	8,22	5,77	6,09	5,39	4,11
FeO	4,24	4,79	3,24	3,33	2,90	1,67	0,82	4,09	3,87	5,62	4,77	3,02	4,44	4,24	5,02	5,93
MgO	8,01	6,45	5,67	6,24	5,09	7,26	5,90	5,75	5,70	5,02	5,26	4,27	6,17	5,29	6,16	8,75
CaO	10,95	9,35	9,44	9,82	9,25	12,84	9,06	8,90	10,76	12,46	10,01	9,25	7,93	11,61	10,76	11,24
Na ₂ O	1,90	2,30	1,55	2,35	3,15	2,10	2,65	3,90	3,40	2,50	2,40	1,80	3,15	2,40	2,75	3,20
K ₂ O	2,90	3,17	5,00	3,22	2,40	2,47	3,35	1,66	0,85	1,85	2,95	3,80	2,65	3,00	1,55	1,50
Q	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	18,09	20,07	31,06	20,10	15,02	15,27	20,89	10,33	5,23	11,56	17,99	25,08	16,37	18,68	9,50	9,19
Ab	10,72	20,85	7,23	14,93	26,67	7,47	14,61	22,62	25,91	11,64	19,12	8,48	25,96	10,10	21,68	13,25
An	22,37	29,19	19,58	22,02	22,59	21,10	25,04	26,70	29,43	28,94	27,37	27,11	24,47	23,59	30,73	22,08
Lc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ne	3,39	-	3,55	3,29	0,84	6,02	4,91	6,58	2,19	5,81	1,00	4,62	1,03	6,12	1,33	8,04
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	27,38	3,17	23,07	22,92	20,24	35,44	16,73	15,43	20,36	29,16	18,88	18,79	13,10	29,10	19,52	28,52
Hy	-	8,33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ol	6,59	6,66	2,91	4,06	2,83	1,74	5,43	5,56	3,74	2,61	4,81	2,22	8,25	0,90	6,87	10,82
Mt	9,37	9,27	7,56	7,91	6,95	2,11	-	9,98	9,00	8,08	8,48	7,50	8,75	9,31	8,11	6,18
Hmt	-	-	2,80	2,53	2,93	8,55	10,12	0,24	1,52	-	-	4,00	-	-	-	-
Ilm	2,09	2,44	2,24	2,25	1,93	2,30	1,83	2,56	2,61	2,21	2,35	2,21	2,06	2,20	2,27	1,93

Т а б л и ц а VIII. Химический и нормативный минеральный состав (в %) позднеэононских вулканитов Гочазского прогиба

Комп- нент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	I79	262	I5I	262-I	I88	254	9	260	259-I	269	25	53	25-I	I39	26I	I95	I06
SiO ₂	44,98	44,99	45,04	45,20	45,52	46,13	46,18	46,26	46,43	46,60	46,64	46,67	46,70	46,70	46,82	46,96	47,10
TiO ₂	0,87	1,07	1,40	1,57	1,46	1,49	2,10	0,84	1,62	1,21	1,28	1,85	1,60	1,50	1,29	1,50	1,52
Al ₂ O ₃	19,62	17,20	18,40	16,29	17,92	17,73	18,53	17,30	17,30	19,28	16,67	15,72	16,92	18,60	17,26	17,37	19,20
Fe ₂ O ₃	4,20	7,38	7,85	1,98	3,84	4,25	5,25	4,10	3,41	6,30	7,55	3,91	6,73	6,65	4,36	4,44	7,21
FeO	4,23	1,94	2,09	6,00	4,45	3,77	4,95	4,79	4,81	0,86	1,51	5,70	1,58	2,34	3,93	5,71	0,94
MgO	3,54	7,79	5,07	7,20	4,35	6,98	4,20	5,45	7,75	3,53	3,31	8,45	3,50	4,78	3,83	7,45	3,89
CaO	10,31	6,86	7,85	6,87	10,02	9,73	7,71	9,78	7,15	8,96	9,88	8,64	9,29	11,52	11,70	10,09	10,66
Na ₂ O	3,35	3,11	4,83	3,70	3,00	2,43	4,53	2,93	3,28	4,98	5,50	2,85	4,80	3,60	2,74	2,75	3,00
K ₂ O	0,42	0,67	1,36	0,57	0,46	0,72	1,61	0,84	0,92	0,77	1,02	0,80	0,84	0,54	0,79	0,81	0,54
Q	-	-	-	-	0,61	0,37	-	-	-	-	-	-	-	-	2,08	-	2,45
Or	2,71	4,35	8,56	3,77	2,99	4,56	10,01	5,38	5,87	4,92	6,46	5,00	5,40	3,32	5,03	4,93	3,39
Ab	30,97	28,92	26,56	35,03	27,89	22,06	29,09	26,86	29,95	33,58	29,71	25,50	33,81	27,24	25,01	23,97	26,99
An	40,71	34,05	26,10	29,06	37,43	37,91	26,80	34,21	32,12	30,25	19,05	29,32	24,08	34,29	35,01	33,64	39,60
Ne	-	-	9,19	-	-	-	6,09	-	-	6,49	10,91	-	5,61	2,39	-	-	-
Di	12,15	2,60	11,97	7,13	13,68	10,85	10,59	14,67	4,88	13,12	22,80	12,68	20,27	19,54	21,81	14,25	11,51
Hy	0,01	15,27	-	2,88	8,25	14,60	-	7,27	9,68	-	-	10,67	-	-	1,61	5,70	4,97
Ol	4,97	3,39	5,54	15,39	-	-	5,22	3,43	8,86	2,40	-	7,12	0,06	2,32	-	7,94	-
Mt	6,65	3,46	2,85	3,21	6,12	6,61	8,01	6,44	5,34	-	1,24	5,99	0,50	3,32	6,82	6,63	-
Hmt	-	5,72	6,39	-	-	-	-	-	-	6,81	7,23	-	6,98	4,62	-	-	7,67
Ilm	1,81	2,23	2,83	3,34	3,05	3,04	4,20	1,73	3,32	1,96	2,60	3,71	3,30	2,96	2,64	2,93	2,11

Компо- нент	I8	I9	20	2I	22	23	24	25	26	27	28	29	30	3I	32	33
	2I6	260-I	259	I2I	30	233	606	I67	30-I	I83	29 /	28-I	29	I83-I	57'	27
SiO ₂	47,15	47,30	47,43	47,52	47,80	47,86	47,99	48,00	48,30	48,30	48,49	48,50	48,50	48,7I	48,72	48,72
TiO ₂	I,40	I,32	I,I2	I,47	0,98	I,52	0,89	I,08	I,25	I,36	I,35	I,25	0,93	I,86	I,2I	0,95
Al ₂ O ₃	I6,72	I6,97	I7,9I	I8,07	I8,I9	I8,I0	I7,97	I7,77	I7,93	I8,59	I8,64	I7,67	I8,73	I8,02	I9,92	I7,8I
Fe ₂ O ₃	3,65	3,82	3,76	5,I7	8,59	3,62	4,97	2,86	7,76	4,04	5,29	7,05	4,47	4,24	5,34	8,23
FeO	5,64	4,59	5,II	3,04	0,50	5,35	I,95	4,27	0,79	5,I5	2,87	I,05	3,89	5,I7	3,27	I,37
MgO	6,80	5,00	8,28	3,62	4,82	3,20	2,94	4,65	4,70	4,56	4,55	3,80	5,I3	4,20	3,39	4,82
CaO	9,74	IO,37	7,47	I2,04	7,I4	9,53	IO,66	II,2I	6,87	9,52	IO,09	8,27	9,50	IO,09	8,93	9,40
Na ₂ O	2,75	2,88	3,54	4,96	5,22	2,88	3,32	2,76	4,50	3,75	2,80	3,70	3,28	3,40	4,02	3,35
K ₂ O	0,77	0,70	I,07	I,38	I,43	0,27	0,89	0,50	I,35	0,86	0,80	0,90	0,96	0,75	I,I8	I,02
Q	-	I,22	-	-	-	5,87	2,9I	2,07	-	-	3,94	2,99	-	0,85	-	I,54
Or	4,8I	4,45	6,6I	8,38	8,93	I,73	5,74	3,I7	8,54	5,29	4,98	5,77	5,95	4,60	7,27	6,30
Ab	24,59	26,22	3I,30	2I,0I	35,I4	26,39	30,68	25,09	40,75	33,02	24,97	33,96	29,IO	29,83	35,44	29,63
An	32,77	33,68	3I,I6	23,6I	23,22	38,62	34,40	37,I9	26,47	32,62	37,87	3I,40	35,40	32,86	34,20	3I,95
Ne	-	-	-	II,99	6,24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	I4,63	I7,25	6,0I	25,05	9,84	IO,27	I7,75	I8,05	6,7I	I3,I7	II,59	9,96	II,25	I5,20	9,3I	I3,09
Hy	II,I8	8,5I	I,24	-	-	8,36	-	7,77	-	0,97	6,57	5,65	9,39	6,63	I,39	6,48
Ol	3,62	-	I5,76	-	5,69	-	-	-	6,60	6,I6	-	-	0,50	-	2,I7	-
Mt	5,59	5,96	5,70	5,69	-	5,68	4,05	4,45	-	6,09	5,63	-	6,79	6,37	7,33	I,74
Hmt	-	-	-	I,39	9,07	-	2,64	-	8,30	-	I,70	7,65	-	-	0,5I	7,40
Ilm	2,8I	2,70	2,22	2,87	I,I2	3,I3	I,85	2,20	I,79	2,69	2,70	2,4I	I,85	3,66	2,39	I,89

Компонент	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
	128	140	44	44-I	605	131	185-I	136	27-I	185	117	265	266	197	168	55	28
SiO ₂	48,80	48,84	48,85	48,92	48,94	49,10	49,12	49,18	49,19	49,21	49,24	49,30	49,30	49,41	49,43	49,47	49,52
TiO ₂	1,63	1,56	1,01	1,45	0,77	1,56	1,50	1,40	1,30	1,09	1,42	0,83	1,39	1,17	0,67	1,06	0,88
Al ₂ O ₃	20,06	18,49	17,23	17,15	16,21	19,66	18,93	19,70	17,48	19,26	19,00	18,25	19,57	17,97	14,26	20,21	17,97
Fe ₂ O ₃	2,95	3,61	2,92	3,51	6,31	4,39	5,84	4,45	6,49	4,59	4,31	9,55	6,55	3,56	6,24	4,99	8,46
FeO	4,23	5,50	6,37	6,03	3,31	4,69	4,99	4,32	2,01	4,03	4,98	1,12	2,78	4,67	1,85	3,67	0,58
MgO	4,44	5,43	7,85	7,30	4,53	4,78	5,40	4,98	3,95	4,93	4,58	3,53	4,81	5,25	3,21	4,05	4,09
CaO	8,69	8,82	7,73	7,99	8,10	10,07	9,46	9,80	9,39	8,96	7,83	8,68	11,01	9,18	8,99	8,72	7,88
Na ₂ O	4,00	3,60	3,48	3,33	2,53	5,30	3,13	3,66	3,05	3,33	5,20	2,00	3,54	2,76	2,68	3,76	3,92
K ₂ O	0,50	0,90	0,93	0,87	0,49	0,56	0,92	0,60	0,96	0,99	2,54	2,00	0,75	0,29	1,73	0,76	0,94
Q	-	-	-	-	11,11	-	0,08	-	5,43	0,82	-	12,03	-	5,48	9,10	1,18	2,54
Or	3,10	5,50	5,70	5,32	3,18	3,31	5,59	3,61	6,05	6,07	15,15	13,09	4,45	1,82	11,48	4,64	5,89
Ab	35,52	31,49	30,56	29,18	23,48	29,08	27,22	31,57	27,51	29,23	22,98	18,75	30,04	24,78	25,46	32,91	35,20
An	37,04	32,70	29,73	30,32	34,46	28,17	35,86	36,24	33,22	35,98	21,19	23,56	35,40	37,97	24,44	37,26	30,41
Ne	-	-	-	-	-	8,52	-	-	-	-	11,61	-	-	-	-	-	-
Di	6,52	10,04	8,09	8,59	7,48	17,25	9,87	10,53	12,79	8,00	14,38	18,79	15,09	8,27	19,68	5,88	7,94
Hy	7,10	6,56	7,24	12,72	8,91	-	12,74	6,52	4,56	10,84	-	1,03	2,51	13,86	-	8,58	7,13
Ol	2,98	5,25	12,29	5,74	-	4,37	-	2,23	-	-	5,67	-	1,76	-	-	-	-
Mt	4,49	5,41	4,39	5,27	9,25	6,36	5,72	6,58	2,89	6,90	6,31	1,33	4,95	5,48	4,51	7,48	0,61
Hmt	-	-	-	-	0,54	-	-	-	4,93	-	-	9,66	3,16	-	3,89	-	8,98
Ilm	3,25	3,06	1,99	2,85	1,60	2,96	2,93	2,71	2,63	2,15	2,72	1,75	2,65	2,36	1,43	2,08	1,30

Компонент	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66
	I68-I	26	603	6II	I84	I32	60I	55-I	224	I69-I	250	I69	607	224-I	I52	2I4
SiO ₂	49,60	49,86	49,88	42,92	49,95	50,04	50,16	50,20	50,22	50,34	50,42	50,46	50,53	50,55	50,55	50,6I
TiO ₂	0,80	0,98	I,24	0,88	I,25	0,80	I,29	I,50	0,89	I,25	I,0I	0,96	0,87	I,I8	I,60	0,76
Al ₂ O ₃	I4,09	I9,72	I9,66	I9,10	I9,09	I6,22	I8,27	20,II	I8,36	I8,05	I4,09	I7,90	I8,15	I7,97	I5,62	I8,22
Fe ₂ O ₃	5,65	6,82	5,56	6,I7	3,80	6,96	4,58	3,64	3,77	3,48	6,00	3,52	6,67	4,32	4,68	2,97
FeO	I,86	I,59	2,62	I,76	4,38	0,66	3,00	3,66	4,33	4,45	I,69	4,29	I,65	3,95	3,66	3,82
MgO	3,50	2,69	3,88	4,37	4,60	4,I5	3,64	3,20	3,48	3,50	3,37	3,82	4,32	3,25	3,30	3,36
CaO	9,39	7,56	5,77	9,63	9,88	II,83	6,32	9,35	8,25	9,25	9,72	8,52	8,16	8,69	5,6I	8,5I
Na ₂ O	2,35	4,2I	4,46	3,02	3,27	5,52	4,58	3,80	3,50	3,28	4,27	3,74	3,09	3,I4	6,I8	3,72
K ₂ O	I,48	I,47	0,85	0,68	0,83	0,77	0,68	0,67	0,43	0,96	I,6I	I,I2	0,86	0,35	0,6I	I,08
Q	II,I7	I,09	2,70	5,26	I,5I	-	3,06	2,54	5,90	4,38	0,92	I,96	7,35	9,29	-	2,97
Or	9,86	9,I5	5,35	4,2I	5,05	4,69	4,34	4,I2	2,73	6,00	10,32	7,02	5,39	2,2I	3,93	6,86
Ab	22,4I	37,54	40,I8	26,75	28,5I	3I,20	4I,89	33,45	3I,77	29,35	39,20	33,55	27,73	28,45	55,37	33,83
An	26,52	32,2I	30,48	38,26	36,02	I7,75	29,49	37,28	35,52	33,52	I5,76	30,47	35,I2	36,30	I4,25	32,05
Ne	-	-	-	-	-	9,20	-	-	-	-	-	-	-	-	0,86	-
Di	20,23	5,69	-	9,I4	II,53	28,43	3,42	8,67	6,74	I2,06	24,37	II,50	6,08	7,83	I2,55	10,7I
Hy	0,45	4,42	10,29	7,I5	9,25	-	8,2I	5,49	9,66	6,84	-	8,I5	8,59	6,8I	-	7,39
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,36	-
Mt	4,I4	2,4I	5,I6	3,27	5,66	-	6,4I	5,49	5,86	5,34	2,73	5,4I	2,97	6,7I	7,39	4,63
Hmt	3,5I	5,53	2,36	4,20	-	7,I8	0,53	-	-	-	4,62	-	5,03	-	-	-
IIm	I,7I	I,96	2,5I	I,75	2,45	I,44	2,65	2,96	I,8I	2,5I	2,08	I,93	I,75	2,40	3,3I	I,55

Компо- нент	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82
	2I4-I	I86	2I0	602	2I3	I27	2I3-I	2I0-I	602-I	I65	39-I	6I0	39	220	I9-I	II8
SiO ₂	50,63	50,66	50,66	50,70	50,74	50,80	50,82	50,84	50,92	5I,I0	5I,I6	5I,32	5I,36	5I,38	5I,45	5I,54
TiO ₂	I,02	I,06	0,94	I,07	0,87	I,53	I,I6	I,32	I,I7	I,I5	I,35	I,0I	0,97	I,04	I,20	I,I6
Al ₂ O ₃	I8,07	I7,48	I7,23	I7,69	I8,40	20,78	I8,24	I6,80	I9,04	I7,73	I8,64	I9,07	I8,88	I6,54	I8,74	I6,43
Fe ₂ O ₃	3,36	3,23	4,0I	4,38	4,03	2,73	3,67	3,40	4,78	4,I9	3,48	5,I6	4,85	5,00	6,09	4,7I
FeO	4,02	4,7I	4,03	4,43	3,98	2,53	4,53	4,60	3,I8	3,06	4,33	2,88	4,46	2,09	I,29	3,70
MgO	3,20	I,75	6,06	5,80	3,36	2,73	3,I0	5,80	3,7I	3,55	4,45	3,45	4,79	3,67	2,20	4,II
CaO	9,II	9,32	8,05	5,3I	8,68	8,69	9,32	8,48	8,56	9,04	7,7I	8,5I	7,39	II,I3	3,50	II,I9
Na ₂ O	3,28	3,60	3,53	4,23	3,49	4,34	3,28	3,28	3,42	3,68	3,20	3,7I	3,22	3,I8	6,40	4,20
K ₂ O	0,96	0,96	I,06	0,5I	0,80	I,00	0,73	0,92	0,69	I,I5	I,I4	0,94	I,02	0,6I	3,20	0,60
Q	5,5I	5,74	I,26	3,05	5,26	I,00	6,0I	2,93	6,52	4,28	5,07	5,04	5,30	7,27	-	I,05
Or	6,06	6,I2	6,55	3,20	5,0I	6,2I	4,55	5,70	4,27	7,I8	7,06	5,78	6,22	3,8I	20,I0	3,63
Ab	29,64	32,84	3I,25	38,03	3I,30	38,60	29,26	29,08	30,3I	32,90	28,37	32,68	28,II	28,43	42,06	36,40
An	33,90	30,94	29,34	27,99	34,I0	36,02	34,68	29,76	36,20	30,07	34,7I	33,95	35,I2	30,70	I3,77	24,79
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,40	-
Di	II,53	I5,62	9,85	-	9,22	7,24	II,35	II,40	6,44	I3,52	4,27	7,79	2,I4	2I,20	3,65	24,88
Hy	6,09	I,52	I3,79	I8,27	7,I6	3,79	6,22	I3,34	6,69	3,32	I2,56	5,33	I3,95	-	-	-
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,90	=
Mt	5,20	5,05	6,08	6,75	6,I9	3,9I	5,6I	5,I7	7,I8	6,42	5,29	6,62	7,25	3,93	0,72	6,99
Hmt	-	-	-	-	-	0,I7	-	-	0,05	-	-	0,8I	-	2,57	5,98	-
Ilm	2,07	2,I7	I,87	2,I6	I,75	3,05	2,32	2,63	2,33	2,3I	2,69	2,00	I,90	2,09	2,42	2,26

Компо- нент	83	85	84	86	87	88	89	90	9I	92	93	94	95	96	97	98
	I66	I05	I9	I64	48	II-I8	603-I	223-I	I8	277	I07	7I	223	I8-I	207	2I2
SiO ₂	5I,58	5I,70	5I,69	5I,70	5I,72	5I,82	52,12	52,18	52,30	52,49	52,54	52,58	52,6I	53,05	53,24	53,55
TiO ₂	I,I8	I,00	0,70	I,00	I,I7	2,32	I,02	0,70	0,84	I,34	I,I8	I,35	0,72	I,I0	I,29	0,82
Al ₂ O ₃	I9,I4	I8,75	I8,43	I7,78	I8,50	I9,II	I5,7I	I3,84	I8,95	I9,28	I7,4I	I8,50	I3,59	I9,06	I6,98	I7,70
Fe ₂ O ₃	3,48	0,96	6,I7	7,83	6,I0	4,67	7,03	6,09	6,99	5,43	7,82	3,83	6,80	5,45	5,73	4,2I
FeO	3,52	6,34	I,02	0,65	I,58	3,48	I,56	2,20	0,79	2,37	2,52	4,63	2,24	I,I4	I,87	3,57
MgO	2,65	5,65	2,3I	4,64	I,38	3,3I	2,II	2,70	2,92	5,I3	3,27	3,05	2,58	2,70	4,76	4,04
CaO	9,39	9,28	3,40	4,52	5,70	8,62	6,25	8,4I	3,8I	8,7I	7,44	8,62	8,22	3,50	5,35	7,8I
Na ₂ O	3,95	3,00	6,84	5,98	6,92	4,35	5,28	I,9I	6,05	4,04	4,35	3,82	I,82	5,44	4,03	3,2I
K ₂ O	I,I5	0,54	3,I0	I,I7	3,I4	0,62	I,II	I,43	3,74	I,I5	I,03	0,67	I,32	3,63	0,64	0,63
Q	2,84	I,39	-	-	-	3,38	4,22	I9,I9	-	0,90	5,I9	6,00	2I,04	-	9,4I	I0,86
Or	7,08	3,28	I9,56	7,26	I9,29	3,73	7,I2	9,45	22,93	6,80	6,24	4,08	8,08	22,56	4,03	3,90
Ab	34,80	26,II	42,52	53,II	36,I3	37,45	48,46	I8,07	37,35	34,2I	37,73	33,3I	I7,I3	43,96	36,32	28,43
An	32,38	37,I3	II,I4	I9,I2	I0,54	3I,32	I7,23	27,9I	I4,0I	3I,09	25,50	32,3I	27,82	I7,74	28,07	33,52
Ne	-	-	I0,44	-	I3,40	-	-	-	8,54	-	-	-	-	2,42	-	-
Di	I2,85	8,34	5,35	2,65	II,45	9,49	I2,30	I4,58	4,36	9,45	9,55	9,47	I3,65	0,4I	0,I6	5,56
Hy	2,47	I9,86	-	-	-	3,99	-	0,76	-	8,40	3,92	6,47	0,82	-	I2,55	9,7I
Ol	-	-	2,57	7,64	-	-	-	-	3,87	-	-	-	-	4,82	-	-
Mt	5,25	I,43	I,34	-	I,77	4,57	2,25	5,66	0,I2	3,76	4,82	5,72	5,7I	0,5I	2,44	6,39
Hmt	-	-	5,66	8,22	5,I2	I,60	6,08	2,9I	7,I7	2,84	4,69	-	3,63	5,38	4,42	-
Ilm	2,33	I,95	I,42	I,44	2,3I	4,48	2,I0	I,49	I,66	2,55	2,30	2,64	I,52	2,20	2,6I	I,63

Компо- нент	99	I00	I0I	I02	I03	I04	I05	I06	I07	I08	I09	IIO	III	II2	II3	II4
	2I2-I	I89	I93	83	I94	600-2	I56	36	I94-I	I59	88	279	46	38-I	244	I62
SiO ₂	53,60	53,64	53,73	53,85	53,86	53,99	54,08	54,09	54,46	54,88	55,00	55,IO	55,II	55,22	55,25	55,28
TiO ₂	I,08	I,IO	I,26	I,2I	0,99	I,02	0,72	0,74	I,20	0,62	0,65	0,67	I,29	I,20	I,4I	I,06
Al ₂ O ₃	I7,5I	I5,94	I9,86	I8,68	I7,IA	I7,66	I7,4I	I7,58	I7,96	I7,87	I3,38	I6,29	I8,86	I7,93	I6,45	I8,13
Fe ₂ O ₃	3,39	3,67	5,55	4,90	5,75	4,76	4,35	7,06	2,68	3,42	4,37	7,63	5,76	6,44	4,3I	4,86
FeO	3,8I	2,94	2,86	I,64	3,60	3,42	3,43	0,64	4,67	3,23	2,29	0,67	I,77	I,04	2,55	3,02
MgO	3,80	I,80	3,66	2,00	3,72	2,83	2,72	3,04	3,60	3,40	2,20	2,75	2,74	2,50	3,65	2,49
CaO	8,13	8,62	7,8I	6,IO	7,30	4,65	3,94	5,5I	7,7I	4,32	7,85	5,82	7,28	5,05	6,90	6,54
Na ₂ O	3,56	3,60	4,27	6,29	3,85	6,05	6,82	5,40	3,93	5,35	2,56	4,13	4,77	5,00	5,09	4,94
K ₂ O	0,97	I,33	I,25	I,35	0,94	0,57	I,42	I,56	I,05	I,27	I,6I	I,60	I,5I	I,66	I,7I	I,47
Q	7,78	II,2I	3,5I	-	8,88	3,09	-	2,24	6,02	3,94	I9,89	IO,6I	4,2I	6,23	2,67	5,36
Or	5,98	8,48	7,37	8,3I	5,72	3,55	8,84	9,64	6,38	7,95	IO,58	9,99	9,00	IO,2I	IO,38	8,88
Ab	3I,43	32,88	36,04	52,65	33,53	53,92	58,29	47,49	34,19	47,98	24,09	36,92	40,73	44,05	44,26	42,75
An	30,19	25,27	3I,25	I9,53	27,49	20,38	I3,38	20,00	29,06	22,25	22,54	22,38	25,83	22,47	I7,46	23,47
Ne	-	-	-	I,50	-	-	I,37	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	9,47	I4,16	5,76	9,33	7,64	3,08	5,74	6,6I	8,3I	0,37	I4,77	6,32	8,27	2,69	I3,79	7,56
Hy	7,88	-	6,42	-	6,22	6,67	-	4,86	9,70	II,00	-	4,30	3,05	5,23	2,95	2,84
Ol	-	-	-	0,60	-	-	4,29	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	5,13	5,74	5,55	I,85	8,58	7,27	6,65	-	4,00	5,26	6,II	0,23	I,98	6,7I	4,25	6,8I
Hmt	-	-	I,7I	3,83	3,83	-	-	7,36	-	-	0,64	7,90	4,44	2,29	I,50	0,27
Ilm	2,14	2,26	2,39	2,39	I,94	2,04	I,44	I,48	2,34	I,25	I,37	I,34	2,47	0,II	2,75	2,06

Компо- нент	II5	II6	II7	II8	II9	I20	I2I	I22	I23	I24	I25	I26	I27	I28	I29	I30
	I77	I82	276	274	600	38	602-2	I77-I	I63-I	42	278	208	8I	72	I3	I63
SiO ₂	55,28	55,34	55,48	55,60	55,70	55,73	55,86	55,95	56,00	56,04	56,39	56,52	56,95	57,3I	58,20	58,22
TiO ₂	0,92	0,79	0,76	0,96	0,85	0,75	0,94	I,I0	0,95	0,99	0,89	I,I6	I,00	0,9I	0,92	0,6I
Al ₂ O ₃	I7,69	I4,58	I7,00	I7,98	I7,II	I7,I4	I7,47	I7,37	I7,82	I8,56	I6,96	I7,2I	I8,35	I8,7I	I7,62	I6,77
Fe ₂ O ₃	3,57	6,II	6,75	4,44	3,86	7,I9	5,72	2,00	3,07	4,87	6,33	3,03	2,87	3,97	2,I2	3,92
FeO	4,I0	I,93	I,96	I,89	3,08	0,76	2,04	4,60	3,30	I,82	2,22	3,22	2,83	I,I5	4,02	2,80
MgO	2,75	2,44	2,38	4,62	3,02	2,45	I,97	2,80	2,20	4,22	2,I5	3,35	2,40	4,38	2,45	2,36
CaO	7,I4	8,03	6,4I	8,37	6,63	4,97	6,05	6,94	6,63	7,96	5,97	7,00	6,73	7,28	5,68	5,96
Na ₂ O	4,04	2,82	4,02	3,79	3,82	5,55	4,70	3,57	4,40	4,04	4,5I	3,40	4,2I	4,23	4,70	4,84
K ₂ O	0,60	I,56	I,34	0,78	I,67	I,49	I,39	0,40	I,60	I,03	I,39	0,56	I,26	I,03	0,86	I,36
Q	I0,63	I6,95	II,75	8,42	I0,I2	5,2I	9,29	I3,99	8,I2	7,45	I0,85	I5,65	I0,75	8,25	II,06	I0,56
Or	3,69	9,85	8,24	4,68	I0,3I	9,I7	8,54	2,50	9,85	6,I2	8,48	3,47	7,7I	6,I5	5,26	8,30
Ab	35,58	25,49	35,40	32,58	33,70	48,90	4I,37	3I,89	38,80	34,95	39,42	30,I4	36,88	36,I7	4I,I8	42,29
An	29,52	24,06	25,37	30,22	25,70	I8,I8	23,37	3I,87	25,I6	29,6I	22,65	3I,48	28,42	29,32	25,3I	20,67
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	5,93	I4,2I	6,0I	9,32	6,83	5,84	6,II	3,67	7,3I	7,84	6,I8	3,88	4,87	5,58	3,I6	7,89
Hy	7,45	-	3,38	7,37	5,75	3,65	2,27	I0,82	4,23	6,93	2,66	8,47	5,I0	8,44	9,04	3,32
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	5,39	4,20	4,28	3,36	5,85	0,29	4,00	3,06	4,64	3,0I	4,73	4,60	4,3I	I,08	3,I8	5,87
Hmt	-	3,63	4,07	2,I9	-	7,29	3,I9	-	-	2,82	3,28	-	-	3,27	-	-
Ilm	I,82	I,60	I,50	I,85	I,69	I,48	I,86	2,2I	I,88	I,89	I,75	2,3I	I,97	I,75	I,8I	I,20

Компо- нент	I31	I32	I33	I34	I35	I36	I37	I38	I39	I40	I41	I42	I43	I44	I45	I46
	6I2	I20	20-I	II6	II5	609	I70	49	I26	226-I	20	I09	600-I	226	I08	24-I
SiO ₂	58,50	58,72	58,99	59,34	59,40	59,43	59,62	59,95	60,16	60,41	60,46	61,20	61,38	61,70	61,84	62,10
TiO ₂	0,56	1,10	0,77	0,90	1,00	0,66	0,84	0,75	0,82	0,57	0,48	0,69	0,63	0,42	0,78	0,80
Al ₂ O ₃	15,67	17,72	17,19	16,20	17,11	16,69	16,30	16,93	17,41	16,15	16,27	17,65	14,98	15,86	17,00	16,40
Fe ₂ O ₃	2,29	5,14	3,38	5,36	5,65	5,16	3,52	4,88	4,34	1,53	4,11	3,55	2,28	3,26	5,16	4,30
FeO	4,16	1,90	2,51	1,17	1,43	0,83	1,80	1,22	2,00	2,87	2,32	1,80	2,38	2,01	0,44	1,22
MgO	1,59	2,54	2,55	1,50	2,05	1,90	1,85	1,70	1,48	2,96	2,25	2,03	2,68	3,02	1,54	0,80
CaO	4,79	5,33	5,19	4,74	4,08	4,71	5,47	5,05	4,54	4,98	4,75	5,54	2,73	4,51	3,75	3,10
Na ₂ O	5,66	2,60	4,00	4,88	5,04	5,05	4,83	4,37	5,20	3,88	4,78	5,20	6,01	3,76	2,90	5,61
K ₂ O	1,31	0,60	1,10	2,14	1,58	1,98	1,70	1,54	0,60	2,00	1,33	1,65	1,80	1,72	0,34	2,44
Q	8,41	27,28	17,09	12,47	12,76	11,33	13,10	16,53	16,27	15,29	15,49	12,66	10,65	19,92	35,56	13,38
Or	8,19	6,95	6,79	13,14	9,59	12,14	10,47	9,44	3,67	12,40	8,12	9,92	11,21	10,56	7,14	14,90
Ab	50,66	23,00	35,38	42,91	43,81	44,32	42,60	38,36	45,57	34,44	41,81	44,76	53,60	33,05	26,17	49,05
An	14,26	27,64	26,86	16,60	19,93	17,66	18,53	22,86	23,19	21,76	19,65	20,29	9,04	22,15	19,84	12,77
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	9,00	-	0,04	6,10	0,68	5,12	7,60	2,44	0,11	3,35	3,67	2,04	4,16	0,86	-	2,43
Hy	4,77	6,61	7,19	1,06	4,93	2,53	1,28	3,26	3,77	9,31	4,16	4,20	6,59	7,73	4,09	0,93
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	3,51	3,07	5,12	1,21	1,76	0,79	3,51	1,82	4,21	2,33	6,16	3,87	3,48	4,91	-	1,67
Hmt	-	3,26	-	4,74	4,59	4,81	1,25	3,80	1,59	-	-	0,94	-	-	5,50	3,29
Ilm	1,13	2,18	1,53	1,78	1,95	1,30	1,66	1,48	1,61	1,14	0,94	1,33	1,26	0,83	0,99	1,57

Компо- нент	I47	I48	I49	I50	I51	I52	I53	I54
	I58	203	97	66	604	24	65	275
SiO ₂	62,39	62,43	62,5I	63,2I	63,28	63,56	65,66	68,00
TiO ₂	0,63	0,42	I,03	0,68	0,66	0,50	0,40	0,4I
Al ₂ O ₃	I5,I4	I5,09	I7,70	I8,II	I5,86	I5,36	I5,20	I4,55
Fe ₂ O ₃	2,82	2,68	4,20	4,20	4,78	5,53	4,27	3,39
FeO	3,00	2,67	I,74	0,78	0,82	0,75	0,66	I,I8
MgO	2,95	I,67	I,96	I,7I	I,I9	0,93	0,87	0,88
CaO	I,93	3,75	2,I5	3,8I	3,03	2,43	3,49	2,42
Na ₂ O	6,02	5,40	5,62	5,04	5,40	6,46	5,69	5,I3
K ₂ O	I,65	I,62	I,89	I,6I	2,04	2,33	0,73	2,9I
Q	I2,00	I5,44	I5,24	I7,I7	I6,72	I2,03	22,44	2I,62
Or	I0,I0	I0,00	I3,83	I0,70	I2,42	I4,07	4,45	I7,39
Ab	52,77	47,43	48,I3	43,0I	47,08	55,86	49,65	43,90
An	9,75	I2,69	I0,80	I9,06	I3,4I	6,I7	I4,2I	8,I7
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	0,I4	5,45	-	-	I,62	4,79	2,84	3,09
Hy	9,76	3,79	4,94	4,30	2,30	0,I5	0,92	0,78
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	4,24	4,06	2,65	0,55	0,75	0,99	I,00	2,64
Hmt	-	-	2,42	3,86	4,4I	4,97	3,72	I,60
Ilm	I,24	0,83	I,98	I,30	I,29	0,96	0,78	0,79

Примечание. Авторские номера в таблице VIII соответствуют вулканитам:

(а) нижней и средней толщ (II-II8, 24, 24-I, 25, 25-I, 26, 27, 27-I, 28, 28-I, 29, 29-I, 30, 30-I, 42, II5, II6, I58, I59, I62, I64, I77, I77-I, I82, 207, 208, 233, 250, 265, 600-2, 60I, 602, 603, 603-I, 604, 605, 606, 607, 608, 609);

(б) верхней толщ (I3, I8, I8-I, I9, I9-I, 20, 20-I, 36, 38, 38-I, 39, 39-I, 46, 48, 49, 55, 55-I, 57, 65, 66, 72, 83, 88, 97, I05, I07, I08, I09, I20, I2I, I3I, I36, I39, 269, 276, 277, 278, 279, 6II);

(в) даек (I06, II7, I26, I28, I32, I52, I56, I67, I68, I68-I, I69, I69-I, I70, I79, I83, I83-I, I86, I88, 203, 2I4, 2I4-I, 2I6, 223, 223-I, 226, 226-I, 266, 274, 275, 600, 600-I, 6I2);

(г) силлов (9, 44, 44-I, 53, 7I, 8I, II8, I40, I63, I63-I, I65, I66, I84, I85, I85-I, I89, I93, I94, I94-I, I95, I97, 2I0, 2I0-I, 2I2, 2I2-I, 2I3, 2I3-I, 224, 224-I, 244, 254, 259, 259-I, 260, 260-I, 26I, 602-I, 602-2, 6I0).

Т а б л и ц а IX. Содержание некоторых микроэлементов в позднесенонских вулканитах Гочазского прогиба (в г/т)

№ п/п	№ обр.	V	Cr	Co	Ni	Zn	Ga	Y	Zr	Ba
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	13	76.5	12.3	2.5	3.0	170.8	25.5	31.5	208.9	10.7
2	19	114.0	158.6	8.1	3.0	170.4	26.0	21.5	153.1	8.4
3	20	44.8	9.2	2.5	3.0	195.9	23.9	28.7	191.0	12.3
4	24	88.8	39.3	2.5	12.6	157.5	18.1	19.2	171.9	9.6
5	25	160.3	89.7	18.7	40.3	151.3	17.2	18.0	113.2	7.4
6	26	195.5	24.4	15.4	33.6	279.9	20.0	28.8	125.0	10.0
7	27	150.8	31.7	26.5	45.0	52.3	17.9	25.3	125.5	6.9
8	28	161.6	25.1	21.7	30.1	150.2	17.1	19.9	104.6	8.9
9	29	161.5	38.3	27.3	47.0	203.1	20.9	27.9	145.8	9.8
10	30	126.2	25.0	16.1	29.6	221.4	14.9	15.0	80.1	12.5
11	36	155.4	6.7	12.0	6.5	280.3	20.8	27.6	170.0	8.7
12	38	148.3	0.5	15.6	3.0	107.8	17.0	29.0	170.7	9.5
13	39	154.0	22.9	26.0	46.2	108.0	16.3	25.5	159.7	10.8
14	42	148.6	13.2	20.1	18.6	160.0	17.2	23.9	172.2	10.5
15	46	163.0	6.1	17.7	3.0	120.6	18.2	30.4	154.2	11.7
16	48	155.1	12.0	13.6	9.6	164.2	19.5	24.4	140.4	9.8
17	49	58.2	0.5	7.5	3.0	214.2	19.2	41.0	252.3	12.3
18	53	126.0	266.0	36.7	142.9	280.1	21.9	42.0	110.5	16.8
19	55	164.0	14.5	20.8	15.5	146.3	17.8	27.8	117.2	8.3
20	57	133.4	8.9	20.0	10.6	133.2	18.2	38.6	180.7	12.7
21	65	31.5	0.5	2.5	3.0	120.6	12.3	29.6	182.9	9.6
22	66	67.3	8.0	2.5	3.0	212.2	17.8	30.7	204.0	9.5
23	81	108.5	8.6	14.3	12.1	108.1	15.2	28.1	240.3	7.1
24	83	96.0	0.5	2.5	3.0	126.0	12.4	40.0	212.1	10.6
25	88	131.6	21.5	18.2	17.8	177.7	12.8	19.2	109.7	7.9
26	97	103.7	10.5	9.8	8.3	89.0	14.6	37.8	290.6	12.4
27	105	152.5	48.0	26.0	52.0	95.4	13.9	18.5	103.4	5.8
28	106	280.4	17.3	26.1	17.9	239.8	20.0	26.8	129.9	8.4
29	107	203.3	9.0	22.8	12.5	359.2	21.1	25.8	125.7	10.2
30	108	63.7	7.1	250.0	300.0	278.6	18.8	28.3	190.3	12.8
31	109	68.1	50.0	250.0	300.0	697.9	23.2	31.6	271.6	17.7

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
32	II5	I2I,8	50,0	I3,9	300,0	96,0	20,6	29,6	310,3	I7,6
33	II6	95,3	7,3	I2,0	300,0	I56,0	22,5	34,7	283,5	I2,4
34	II7	248,I	35,8	30,5	23,8	I80,4	28,3	22,7	I30,4	7,3
35	II8	I43,2	78,9	I8,8	48,8	299,7	I4,I	23,9	II8,I	5,7
36	I20	II9,4	60,0	I4,2	6,5	II4,2	22,3	27,9	I89,7	IO,0
37	I2I	I80,2	I7,3	24,6	20,0	226,2	25,I	I5,4	80,5	8,2
38	I26	90,6	50,0	250,0	300,0	308,I	I6,2	I9,2	I35,4	9,5
39	I27	I72,8	29,5	25,0	2I,I	234,4	2I,4	25,4	I33,3	9,0
40	I28	I82,7	4I,5	25,8	32,4	I74,4	22,8	27,6	I32,3	8,8
4I	I3I	I5I,0	52,I	30,5	29,8	236,0	26,I	I9,6	I40,7	5,9
42	I32	85,9	50,0	250,0	300,0	225,9	22,4	26,4	I87,8	9,2
43	I36	227,6	85,I	33,6	29,2	I82,6	23,7	25,9	I34,I	6,0
44	I5I	I98,2	85,2	26,I	4I,5	2I7,3	I4,8	24,0	83,0	9,8
45	I52	I66,5	6,6	20,9	9,7	I26,4	24,7	45,2	259,0	I3,5
46	I56	I35,7	II,8	23,9	I5,7	I88,I	3I,3	25,4	I67,0	8,4
47	I58	I20,6	50,0	I4,5	300,0	I27,7	29,3	25,8	200,I	9,5
48	I59	IO8,6	IO,2	I3,8	8,4	78,6	I6,4	2I,7	I57,4	6,3
49	I63	II9,0	II,7	I9,2	I5,0	99,4	20,3	25,6	244,9	II,5
50	I64	I29,0	57,4	I6,8	46,7	I98,0	22,2	I5,7	I7I,2	9,I
5I	I65	I24,5	8I,3	23,I	46,I	I23,I	2I,0	23,3	220,0	II,I
52	I66	I30,0	35,2	I5,0	25,2	I69,0	I8,5	23,0	IO7,0	II,7
53	I67	I24,5	IO9,I	22,9	69,7	4II,2	I9,2	20,8	I42,9	8,I
54	I68	I56,0	34,4	2I,2	23,8	223,4	I7,8	22,0	I29,9	7,6
55	I69	I25,5	66,3	26,4	42,6	445,4	22,2	29,4	I98,3	I3,3
56	I70	IOI,6	9,3	250,0	300,0	402,4	20,5	35,2	276,3	I4,2
57	I79	II7,0	II,9	27,8	22,I	222,8	22,2	28,6	I9I,6	8,8
58	I83	205,4	26,6	26,6	24,8	290,4	20,5	2I,5	I3I,5	8,5
59	I84	I55,3	IO7,7	30,4	59,I	203,2	23,I	I8,I	II2,9	7,4
60	I85	I67,9	56,3	26,0	29,I	277,7	I8,I	20,5	I28,0	7,9
6I	I86	I46,4	I2,3	I9,0	I6,9	23I,3	I6,5	I8,4	I38,9	8,I
62	I88	I48,6	I7,5	2I,8	2I,6	I88,8	I7,I	2I,I	I2I,5	9,2
63	I89	I36,4	50,0	8,2	I2,0	2I2,4	I7,5	30,7	I70,3	II,2
64	I93	I56,4	I5,7	20,8	I6,3	284,8	27,4	33,9	I7I,I	II,I

Примечание. Номера образцов соответствуют авторским номерам в таблице VIII

Т а б л и ц а X. Химический и нормативный минеральный состав (в %) позднеэононских вулканитов Гадрутского прогиба

Компонент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3	I4	I5
SiO ₂	48,54	48,66	48,72	49,28	50,56	51,89	52,00	52,14	56,32	56,46	57,84	61,44	62,26	63,62	63,78
TiO ₂	1,32	1,40	1,48	1,68	1,40	1,52	1,92	1,72	1,16	1,00	1,04	0,92	0,84	0,72	0,44
Al ₂ O ₃	17,57	17,91	18,45	17,98	19,26	18,48	17,95	18,81	16,54	18,79	17,61	16,97	16,48	16,79	16,50
Fe ₂ O ₃	5,97	3,49	4,74	4,70	3,66	2,08	3,49	3,14	6,62	5,02	3,37	5,34	3,04	3,30	3,69
FeO	2,26	4,79	3,31	4,19	4,22	5,57	5,83	5,05	1,32	1,79	3,39	1,12	1,62	1,33	1,84
MgO	5,97	6,72	5,02	6,51	4,27	3,32	3,26	2,98	2,64	1,56	2,10	1,69	1,02	1,56	0,40
CaO	7,36	8,12	7,65	6,99	9,25	5,10	3,59	8,69	6,04	4,34	3,77	2,18	3,40	2,26	0,94
Na ₂ O	4,50	3,27	3,27	3,60	2,80	4,70	6,59	3,00	4,50	6,40	5,20	6,00	5,60	5,20	5,66
K ₂ O	0,76	0,50	1,10	0,50	0,80	0,71	0,17	0,98	0,91	2,27	2,47	2,00	0,96	2,66	4,69
Q	-	0,32	3,00	2,07	5,94	3,45	-	8,17	11,92	0,15	6,64	11,98	18,07	16,45	10,52
C	-	-	-	-	-	0,76	0,42	-	-	-	-	0,99	0,05	1,28	0,41
Or	4,77	3,11	6,93	3,10	4,91	4,49	1,06	6,00	5,60	13,74	15,08	12,10	5,96	16,13	28,30
Ab	40,40	29,17	29,52	31,92	24,62	42,59	58,82	26,30	39,64	55,47	45,46	51,99	49,76	45,16	48,90
An	27,05	34,49	34,58	32,93	39,10	27,10	18,79	36,23	23,10	16,22	17,99	11,07	17,71	11,51	4,76
Di	9,10	6,34	4,60	2,67	6,83	-	-	6,85	6,26	4,54	1,07	-	-	-	-
Hy	1,51	18,43	11,21	16,83	10,32	15,29	7,09	8,35	3,94	1,88	6,67	4,31	2,67	3,99	1,02
Ol	7,04	-	-	-	-	-	3,64	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	3,67	5,33	6,80	7,14	5,52	3,23	5,34	4,72	0,93	2,94	5,05	0,97	2,93	2,26	4,75
Hm	3,80	-	0,36	-	-	-	-	-	6,25	3,11	-	4,80	1,17	1,83	0,49
Ilm	2,66	2,80	3,00	3,34	2,70	3,09	3,85	3,38	2,29	1,95	2,04	1,79	1,68	1,40	0,85

Т а б л и ц а XI. Химический и нормативный минеральный состав (в %) сред-
неэоценовых вулканитах Аджаро-Триалетского прогиба
(профиль сел. Абастумани - Зекарский перевал)

Окончание таблицы XI

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48,06	46,72	46,90	47,27	48,38	48,63	48,67	50,70	50,83
TiO ₂	0,81	0,82	0,81	0,71	1,08	0,97	3,29	0,87	0,98
Al ₂ O ₃	13,59	13,62	12,59	17,99	13,97	14,89	16,63	17,19	18,21
Fe ₂ O ₃	4,94	4,80	4,50	4,53	4,61	5,90	11,27	4,66	6,02
FeO	4,72	4,93	5,41	4,40	4,28	4,46	2,79	4,72	3,28
MgO	8,08	7,83	11,87	3,82	7,52	5,97	2,94	3,18	2,61
CaO	12,43	12,65	9,89	10,55	10,32	10,74	4,50	6,29	7,70
Na ₂ O	2,18	2,09	1,67	4,61	3,02	2,52	4,36	4,77	4,14
K ₂ O	2,49	2,78	2,04	0,58	1,93	2,64	1,81	1,56	2,44
Q	-	-	-	-	-	-	2,87	-	0,11
Or	15,44	17,07	12,60	3,63	11,99	16,13	11,11	9,81	14,99
Ab	7,81	6,57	14,77	29,43	23,85	20,79	38,33	42,97	36,41
An	20,93	20,34	21,77	28,06	19,83	22,25	21,25	22,23	24,84
Ne	6,25	6,39	-	6,45	1,64	0,68	-	-	-
Di	34,62	35,58	23,35	21,94	26,79	25,86	0,98	8,85	11,57
Hr	-	-	4,61	-	-	-	7,15	5,68	1,39
Ol	5,82	5,20	14,47	2,10	6,72	3,54	-	1,51	-
Mt	7,52	7,23	6,82	6,96	7,03	8,84	-	7,19	8,04
Hm	-	-	-	-	-	-	11,71	-	0,72
Ilm	1,61	1,62	1,61	1,43	2,16	1,90	6,60	1,76	1,93

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
50,86	52,64	52,96	55,61	56,16	56,60	57,33	57,97	60,05	66,59	75,35
0,99	0,69	0,77	0,91	0,90	0,94	0,62	0,77	0,58	0,48	0,45
17,00	15,63	15,72	16,29	17,27	16,18	15,72	16,44	16,70	14,06	10,70
4,85	4,49	3,84	5,17	5,07	3,50	3,52	4,68	3,16	2,60	2,11
3,14	3,38	3,81	3,32	2,45	4,02	2,25	2,01	1,65	1,08	0,86
5,96	5,19	4,46	3,68	3,80	3,23	4,48	3,41	1,76	2,01	0,94
7,85	8,35	7,48	3,95	5,41	4,50	6,03	4,04	3,98	1,27	1,45
3,87	5,42	3,77	4,44	3,38	5,39	3,39	4,16	4,34	1,54	2,35
2,55	0,32	3,18	3,17	2,16	3,16	4,22	4,64	4,88	9,39	4,92
-	-	-	4,68	11,65	-	5,07	3,98	6,92	16,70	39,35
15,52	1,97	19,58	19,40	13,21	19,15	25,56	27,94	29,70	56,04	29,33
31,90	47,72	33,23	38,92	29,61	46,77	29,40	35,88	37,82	13,16	20,06
22,13	18,08	17,27	15,70	26,47	10,89	15,59	12,72	12,02	3,76	4,15
0,99	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14,01	19,69	17,01	3,60	1,02	9,64	11,75	6,00	6,47	2,03	2,42
-	1,48	4,17	8,16	9,32	6,22	6,18	5,87	1,57	4,12	1,24
6,26	2,93	1,42	-	-	0,30	-	-	-	-	-
7,24	6,77	5,80	7,76	5,47	5,20	5,23	4,33	3,75	2,11	1,48
-	-	-	-	1,47	-	-	1,78	0,67	1,17	1,11
1,94	1,36	1,52	1,79	1,77	1,83	1,21	1,49	1,13	0,92	0,86

Т а б л и ц а XII. Содержания некоторых микроэлементов в среднеэоценовых вулканитах Аджаро-Триалетского прогиба (г/т)

№	Ti	V	Cr	Co	Ni	Zn	Ga	Y	Zr	Nb	Ba
I	6530,0	293,0	136,0	54,0	49,4	119,0	12,2	27,3	65,5	2,7	677,0
2	7070,0	288,0	138,0	49,5	47,5	76,4	12,2	28,4	108,0	3,6	919,0
3	6630,0	214,0	2080,0	66,9	342,0	64,1	11,1	21,3	52,5	2,9	423,0
4	5350,0	203,0	21,0	38,3	17,8	59,9	13,7	12,8	60,6	2,5	94,7
5	7610,0	241,0	314,0	46,1	91,5	86,9	11,4	24,8	91,9	2,8	536,0
6	7220,0	234,0	95,7	42,0	35,1	130,0	13,4	27,9	105,0	4,0	733,0
7	13200,0	118,0	< 7,6	45,1	36,7	184,0	15,3	38,9	242,0	43,9	344,0
8	9210,0	227,0	< 7,6	36,1	11,9	64,4	14,4	27,0	115,0	3,5	519,0
9	10300,0	206,0	< 7,6	29,6	13,8	60,6	16,4	25,1	118,0	4,6	797,0
10	9310,0	127,0	115,0	41,9	96,7	53,0	14,6	12,8	134,0	12,4	763,0
11	6450,0	201,0	110,0	33,5	43,1	45,8	9,5	6,9	52,9	2,7	58,3
12	6230,0	154,0	104,0	30,1	43,8	58,8	15,4	32,0	143,0	4,0	849,0
13	7050,0	153,0	32,5	24,6	22,9	35,2	10,6	33,0	129,0	2,2	865,0
14	7210,0	125,0	31,9	26,2	28,7	50,3	15,2	25,2	132,0	5,6	866,0
15	9290,0	165,0	18,3	32,3	17,8	53,7	16,0	27,6	143,0	3,9	813,0
16	5650,0	115,0	112,0	31,5	42,9	30,8	13,7	24,6	159,0	4,3	1270,0
17	6130,0	94,4	37,5	24,0	12,6	33,3	12,9	29,5	172,0	4,2	1610,0
18	5540,0	94,6	8,9	20,8	8,8	36,3	11,2	29,9	185,0	3,6	1580,0
19	4530,0	53,0	57,5	< 5,9	23,0	32,5	12,1	26,4	193,0	4,2	1050,0
20	3320,0	47,5	24,3	< 5,9	11,2	31,4	7,0	30,3	158,0	4,2	736,0

Примечание. Порядковые номера анализов соответствуют порядковым номерам анализов в таблице XI

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I.	
АЛЬПИЙСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ МАЛОГО КАВКАЗА	6
Дораннеюрские геологические комплексы.	6
Раннеюрские геологические комплексы.	II
Среднеюрско-раннемеловые геологические комплексы	I6
Верхнемеловые геологические комплексы	28
Палеоцен-среднеолигоценовые геологические комплексы	47
Верхнеолигоцен-антропогеновые геологические комплексы	60
Выводы	67
Глава 2.	
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЬПИЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МАЛОГО КАВКАЗА И ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТЕКТОНОТИПОВ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК	69
Методика обработки данных	69
Результаты факторного и кластерного анализов	73
Выводы	103
Глава 3.	
АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА МАЛОГО КАВКАЗА	104
Доколлизийный этап.	104
Коллизийный этап	107
Заключение	III
Литература	III
Приложение	125

Научное издание

К а р я к и н Юрий Викторович

ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ
МАЛОГО КАВКАЗА

Труды, вып. 438

Утверждено к печати

Геологическим институтом АН СССР

Редактор Л.П. Ш е и н а

ИБ № 3983Г

Подписано к печати 30.01.89. Т-07432

Формат 70x100¹/₁₆. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печ.л. 12,4

Усл.кр.-отт. 12,7. Уч.-изд.л. 12,4

Тираж 550 экз. Тип.зак. 1276

Цена 2р. 50к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485

Профсоюзная ул., д.90

Ордена Трудового Красного Знамени

1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

Отпечатано с оригинала-макета,
подготовленного ГИН АН СССР

2 р. 50 к.

77
Вып. 438

2020 + 10 = 50

14.04.3110

ISSN 0632-3772. Гр. ГИИ АН СССР Вып. 438. 1-151