

Нижнеюрский островодужный базальт-андезит-дацитовый магматизм Центрального Кавказа (Карачаевская вулканическая область): петролого-геохимические и изотопные особенности, генезис

А.Г. Гурбанов*, В.М. Газеев**, А.Б. Лексин***, Ю.С.Хесс****

АННОТАЦИЯ

Выявлены типоморфные петролого-геохимические и изотопные особенности нижнеюрского вулканизма Карачаевской вулканической области Центрального Кавказа, проявившегося в южной части Скифской эпигерцинской платформы. По составу вулканические породы представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами и редко риолитами, объединенными в генетически единую ассоциацию. В Лабино-Малкинской зоне (южная окраина Скифской платформы) с позднего синемюра развивался крупный Ахметовский прогиб. В его восточной части, в дельтовых угленосных отложениях хумаринской свиты нижнего плинсбаха, содержатся вулканиты рассматриваемой ассоциации. Магматические образования приурочены только к нижнеюрской части разреза. Ими преимущественно сложены горизонтальные силлы (мощность 10–40 м, протяженность 100–300 м), внедрившиеся в субгоризонтально залегающие отложения плинсбахского и тоарского ярусов. Подводящие к ним каналы-дайки достигают 8 м по мощности. Часто встречаются «многоэтажные» силлы. Породы этой ассоциации образуют серию с отчетливо выраженным эволюционным трендом – наиболее древние и основные по составу силлы, приуроченные к нижним частям разрезов, пересекаются более молодыми и более кислыми «дайками», являющимися подводящими каналами для следующих силлов дацитового и риолитового составов, локализованных в более высоких частях стратиграфического разреза. Реже встречаются лавы, лавобрекчии и туфы андезибазальтового и андезитового составов. Их максимальная мощность (до 300 м) наблюдается около вулканических центров. Установлен структурный контроль в простран-

ственном размещении проявлений магматизма – его приуроченность к зонам субмеридиональных глубинных разломов, а в узлах их пересечений с субширотными разломами располагаются вулканические центры с максимальными мощностями вулканитов. Проведено определение возрастов пород $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по мономинеральным фракциям плагиоклазов и биотитов со ступенчатым отжиганием. Полученные цифры возраста (190–180 млн лет) соответствуют интервалу от позднеплинсбахского до тоарского времени, что хорошо согласуется с геологическими данными о стратиграфическом положении пород изучаемой ассоциации. Одинаковые плато возраста для плагиоклазов из стратиграфически более древнего андезитового силла ($184,1 \pm 1,3$ млн лет) и из стратиграфически более молодого дацитового силла ($184,7 \pm 2,2$ млн лет) показали, что внедрение андезитового и дацитового расплавов происходило в течение очень короткого интервала времени, т. е. почти одновременно. Выявлено, что содержания SiO_2 в породах ассоциации для западной части Карачаевской вулканической области варьируют от 52 до 68, а для восточной части – от 57 до 76 масс.%. Концентрации большинства главных оксидов в породах ассоциации уменьшаются с увеличением содержания кремнезема. В породах последовательного ряда дифференциатов (андезибазальты, андезиты, дациты, риолиты) выявлена закономерность в поведении рассеянных элементов, происходит постепенное: 1) уменьшение содержания: Co, Cr, Ni, Sr, Cu, Ga, Sc, Zn; 2) увеличение содержания Rb, Th, Zr; Pb, Nb. По содержанию, характеру распределения редких земель и изотопии стронция (величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений в плагиоклазах от 0,70437

*Гурбанов А.Г. – к.г.-м.н., в.н.с. ИГЕМ РАН.

**Газеев В.М. – к.г.-м.н., н.с. ИГЕМ РАН.

***Лексин А.Б. – м.н.с. ИГЕМ РАН.

****Хесс Ю.С. – доктор наук, лаборатория геохронологии Гайдельбергского университета (ФРГ).

до 0,70532 и в апатитах от 0,70394 до 0,70532) в породах изученной ассоциации позволили считать, что исходный расплав, породивший рассматриваемую ассоциацию пород, имел мантийное происхождение и сформировался при субдукции океанической коры под южный край Скифской платформы в островодужной геодинамической обстановке.

ВВЕДЕНИЕ

Большой Кавказ является уникальным и компактным регионом, в эволюции которого отчетливо выявляются тектоно-магматические циклы со специфичным составом пород и временем проявления магматизма, присущего конкретным геодинамическим обстановкам. В этом плане значительный интерес представляет получение петролого-геохимических и изотопных характеристик нижнеюрского вулканизма, сохранившегося от эрозии в различных структурно-формационных зонах (СФЗ) и проявившегося почти одновременно, но в различных геодинамических обстановках. Такие исследования помогут выявить типоморфные петрохимические, геохимические, изотопные особенности магматических пород, сформировавшихся в конкретной геодинамической обстановке, и оценить влияние фундамента (различного состава и возраста) на изотопный состав Sr, Rb, Sm и Nd в конкретных магматических ассоциациях.

Большой Кавказ представляет собой сегмент Альпийско-Средиземноморского складчатого пояса, простирающегося ~ на 1300 км между Черным и Каспийскими морями при средней ширине ~ 100–200 км. Его современная горная система образовалась при общем воздымании в палеоген-неогеновое время. Раннеюрский вулканизм широко проявился в южной и юго-западных частях Скифской платформы, где в лейасе-аалене происходило погружение с формированием бассейнов двух типов.

В Лабино-Малкинской зоне с позднего синемюра развивался крупный Ахметовский прогиб, расширявшийся до конца аалена и заполнявшийся мелкозернистыми песчано-глинистыми отложениями мощностью до 1 100–2 300 м. В восточной части этого прогиба до 700–1000 м мощности разреза приходится на дельтовые угленосные отложения хумаринской свиты нижнего плинсбаха, содержащие вулканиды андезибазальтового, андезитового, дацитового и редко риолитового составов.

В восточной части Центрального Кавказа, на его северной периферии (междуречье Терек – Урух), в нижней части юрского разреза присутствуют лавовые потоки и туфовые горизонты андезидацитового, дацитового и риолитового составов, а также небольшие штокообразные тела диорит-гранодиорит-гранитного составов и дайки габбро, диабазов. В междуречье Урух – Черек Безенгийский вулканиды становятся более основными (андезибазальты, встречаются штоки габброидов) и появляются небольшие

тела трахитов. Этот тип магматизма, скорее всего, соответствует островодужной стадии развития [15]. В нижнеюрское время на месте современной зоны Южного склона Большого Кавказа заложился глубокий прогиб, в восточной части которого (верховья рек Фиагдон и Асса) в узком тектоническом блоке сохранились реликты раннеюрской океанической коры, представленной комплексом параллельных даек габбро-диабазового состава и мелкими штоками габбро, пикритов и пиллоу лавами, лавобрекчиями базальтов типа MORB [13].

На Западном Кавказе в осевом трое лейас-ааленского бассейна в зоне Главного хребта, рассматриваемом [3] как рифтогенная структура на утоненной коре континентального типа [8], в мощных глубоководных глинистых отложениях на двух стратиграфических уровнях залегают вулканические породы основного состава. В западной части трога (от верховий р. Мзымты на востоке и до истоков р. Туапсинки) вулканическая активность проявлялась уже в ниже-среднеюрское время. Лавовые и туфовые горизонты залегают в разных частях этого разреза, сложенного глубоководными морскими отложениями. Базальт-риолитовый вулканоплутонический комплекс тоар-ааленского (?) возраста проявлен в Гойтхской вулканической области. Наряду с излияниями базальтов, андезибазальтов происходили извержения риолитовой магмы, явно преобладающей в вулканических разрезах. В небольших количествах встречаются трахиандезиты и трахиты [4]. Вулканиды свиты горы Индюк (район Туапсинского поперечного поднятия) образуют мощные горизонты кристаллокластических туфов и субвулканические тела риолитового состава. Однако на трех стратиграфических уровнях вместе с риолитами встречаются и базальты [5].

В среднеюрское (байос) время на фоне максимального опускания земной коры интенсивно проявился подводный вулканизм (от базальтоидов до андезитов), продукты которого сейчас представлены спилитами [2, 4, 5, 6, 9, 34].

Доля вулканогенного материала в мощных лейас-ааленских разрезах невелика. Считается [3], что в течение лейаса-аалена определяющим событием было заложение и развитие рифтогенного бассейна Большого Кавказа, так как этот процесс контролировал проявления вулканизма.

На территории Большого Кавказа выделено три фазы вулканической активности: синемюр-карикс, домер – начало раннего тоара и аален.

На данном этапе наши исследования были направлены на изучение нижнеюрского магматизма Карачаевской вулканической области, варьирующего по составу от базальтов до риолитов, с преобладанием андезитов, и развитием в южной части Скифской платформы на юге Бечасынской СФЗ. Севернее, в центральной части Скифской платформы разведочными буровыми скважинами на нефть (Наримановская – Н1, Подсолнечная – П6 и др.) в нижнеюрских отложениях вскрыты вулкани-

ты, сопоставимые по минеральному и химическому составам с породами Карачаевской вулканической области [12].

Основными задачами исследований были:

- геологическая, петролого-геохимическая и изотопная характеристики пород рассматриваемой ассоциации;
- расшифровка эволюции магматизма, установление его генезиса и источника;
- определение времени проявлений вулканизма;
- разработка геодинамической модели тектоно-магматического развития этой части Кавказа в нижнеюрское время.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Район исследований расположен в южной части Скифской эпигерцинской платформы, где наблюдается полный стратиграфический разрез от нижнеюрских до раннечетвертичных отложений. Раннеюрские отложения, с базальными конгломератами в основании, перекрывают докембрийско-нижнепалеозойский фундамент с палеозойскими гранитами.

Нижне-среднеюрские отложения, образовавшиеся в шельфе окраинного моря, представлены мелководно-морскими фаунистически охарактеризованными [10, 11] алевролитами при подчиненном количестве угленосных песчаников, конгломератов и аргиллитов озерно-лагунного происхождения [1, 3]. Магматические образования известны только в нижнеюрской части разреза. Ими преимущественно сложены горизонтальные силлы (мощность 10–40 м, протяженность 100–300 м), внедрившиеся в субгоризонтально залегающие отложения плинсбахского и тоарского ярусов (рис. 1). Подводящие к ним каналы-дайки достигают 8 м по мощности и имеют резкие секущие контакты с вмещающими их породами. Часто встречаются «многоэтажные» силлы. Состав этих субвулканических пород варьирует от базальтов, андезибазальтов до риолитов, но преобладают породы промежуточного (андезиты, дациты) состава [7].

Породы этой ассоциации часто образуют серию с отчетливо выраженным эволюционным трендом. Наиболее древние и основные по составу силлы, приуроченные к нижним частям разрезов, пересекаются более молодыми и более кислыми «дайками», являющимися подводящими каналами для следующих силлов дацитового состава, локализованных в более высоких частях стратиграфического разреза. Гальки пород этой магматической ассоциации обнаружены в базальных конгломератах аалена. Это позволило оценить верхний возрастной предел образования вулканических пород как доааленский. Средняя мощность отложений плинсбахского и тоарского ярусов, достигающая 1000 м, позволяет предполагать, что силлы внедрялись в близповерхностных условиях (менее чем в 500 м от дна Юрского моря [35, 37]). Кроме многочисленных

силлов и даек в этом районе известны лавовые потоки, туфовые горизонты, эксплозивные брекчи и вулканы центрального типа (Людмила и др.).

Раннеюрские вулканиды распространены от долин рр. Хасаут, Эшкакон на востоке Карачаевской вулканической области; в долинах рр. Подкумок, Мара, Кубань – в ее центре; и до долин рр. Теберда (район г. Карачаевска), Шоана – на ее западе (рис. 1). Вулканиды локализованы в отложениях хумаринской и шоанской свит плинсбахского возраста. В угленосной хумаринской свите (карикский подъярус) залегают два линзовидных горизонта (мощность 100–130 м) пирокластических и эффузивных пород андезитового и дацитового составов. Часто встречаются силлы и дайки, являющиеся подводящими каналами к силлам, иногда имеющим многоярусное строение. Экструзивные тела встречаются реже, и они в основном сложены кислыми породами. При взрывных извержениях образовывалась эксплозивная брекчия с обломками вмещающих нижнеюрских алевролитов, песчаников и пород древнего кристаллического фундамента (слюдяные сланцы, граниты). Вулканиды шоанской свиты (домерский подъярус) развиты локально и представлены лавами, лавобрекчиями и туфами андезибазальтового и андезитового составов. Их максимальная мощность (до 300 м) наблюдается около вулканических центров. Встречаются субвулканические тела (силлы, дайки, экструзивные купола в жерлах вулканов), преобладающие в ряде мест над лавовыми потоками. Средне-верхнеюрскими (К-Аг-возраст – 170 и 152 млн [8]) трахиандезитами сложено несколько крупных неков в левом борту долины р. Теберды (горы Великан, Брат Великана, Джингирик и др.); гранит-порфирами (150 млн лет [7]) и меловыми (107 ± 10 , 101 ± 6 , 104 ± 5 млн лет [7]) субщелочными и щелочными габброидами сложены единичные дайки и мелкие штоки, которые в этой статье не рассматриваются.

Установлен четкий структурный контроль в пространственном размещении магматизма – его проявления приурочены к зонам глубинных разломов субмеридиональных разломов, а в узлах их пересечений с субширотными разломами располагаются вулканические центры с максимальными мощностями вулканидов (район г. Карачаевска). Вулканиды восточной части области контролируются Эльбрус-Эшкаконским и Чучкур-Подкумским разломами, а западной части области (левобережье Кубани) – Кубанским. Локальные участки развития вулканических пород на правобережье р. Кубани (вверх по ее долине от сел. Каменномостское) приурочены к разломам, оперяющим Кубанский [8].

Основной широтной структурой, контролирующей локализацию интрузий и вулканов, является зона Срединного разлома. Ее пересечение с субмеридиональными (Кубанским, Арнаутским, Индыш-Маринским, Чучкур-Подкумским и Эльбрус-Эшкаконским) разломами и обусловило внедрение основной массы нижнеюрских вулканидов в Кара-

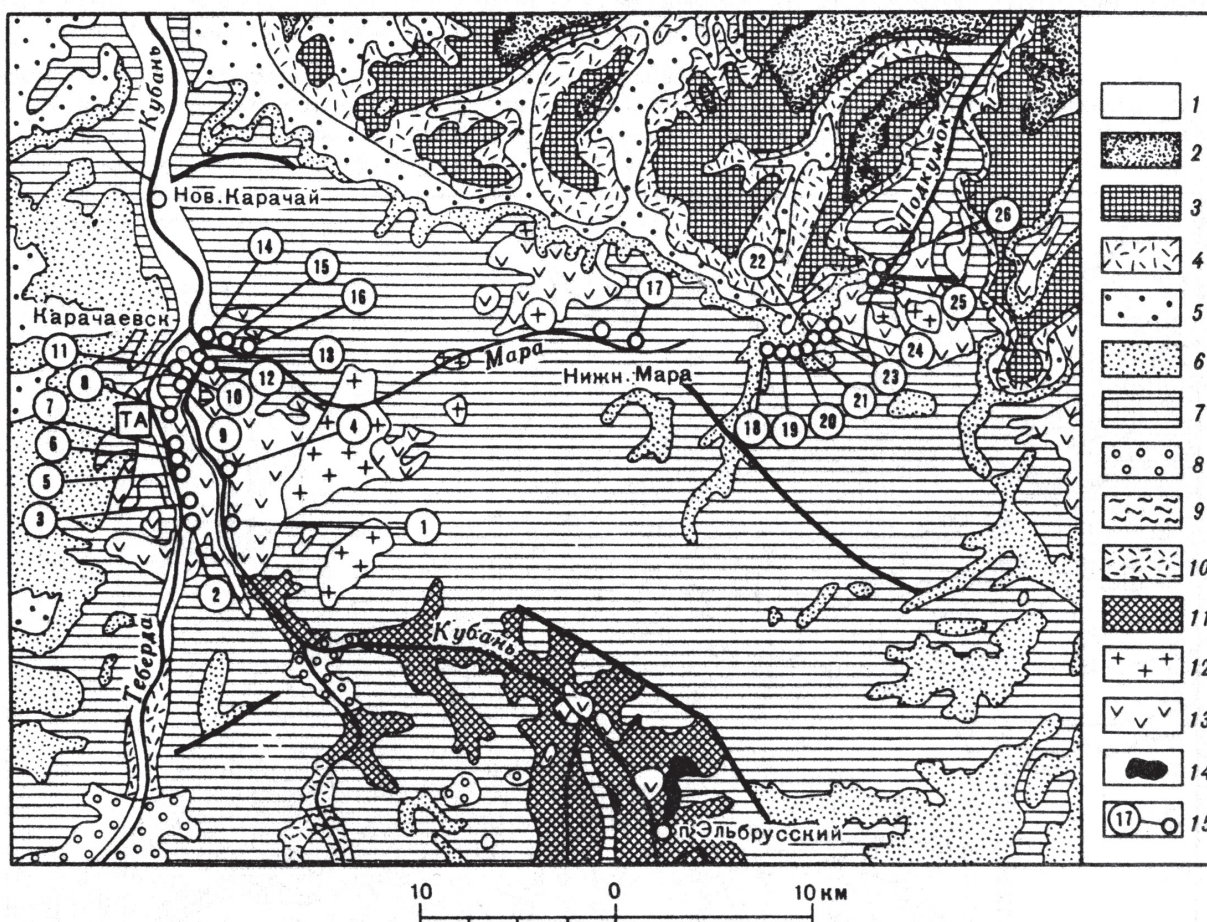


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района работ

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – меловые отложения; 3 – титонские отложения; 4 – оксфордские, киммериджские отложения; 5 – байосские и батские отложения; 6 – тоарские и ааленские отложения; 7 – плинсбахские отложения; 8 – пермские отложения; 9 – каменноугольные отложения; 10 – девонские отложения; 11 – раннепалеозойские-докембрийские породы; 12 – раннеюрские дациты и риолиты; 13 – раннеюрские андезибазальты и андезиты; 14 – допалеозойские серпентиниты; 15 – номер пробы и ее местонахождение

чаевской области.

ОПРОБОВАНИЕ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Во время полевых работ были обследованы основные выходы пород изучаемой ассоциации и отобрано 102 представительные пробы, характеризующие все разновидности слагающих ее пород. Для исследований отбирались, по возможности, неизменные породы, но для оценки влияния вторичных изменений на валовый химический состав пород отбирались пробы и из измененных пород.

Аналитические исследования проводились в лабораториях ИГЕМ РАН и университетов ФРГ – в городах Гизене, Гейдельберге и Геттингене. Во всех пробах рентгено-флуоресцентным анализом (XRF) определялись содержания 10 главных окислов и 13 редких элементов на приборе Philips PW-1400 с автоматическим спектрометрическим окончанием (в ФРГ) и на спектрометре последовательного действия PW-2400 компании Philips Analytical B.V. (Нидерланды) – в ИГЕМ РАН. Fe₂+

определялось титриметрией с KMnO₄, а CO₂ и H₂O+ – с использованием метода кулонометрии и Karl-Fischer-титрования соответственно. Для определения содержаний Sc и семи редкоземельных элементов (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) применялся инструментальный нейтронно-активационный анализ (INAA, аналитики К. Менгл, Геттинген, ФРГ, и А.Л. Керзин, ИГЕМ РАН, Москва). Детали, касающиеся использования аналитической техники, точности анализов и воспроизводимости полученных данных и использования стандартов, приведены в работе [16].

Изотопные и возрастные определения производились по отдельным, чисто выделенным мономинеральным фракциям. Для изучения изотопии Sr и Rb минералы разлагались в смеси кислот HF-HClO₄ (для плагиоклазов) или HCl (для карбонатов и апатитов) и трассировались изотопами ⁸⁵Rb и ⁸⁴Sr. Стронций экстрагировался из трассированного раствора (2,5N HCl) с использованием ионно-обменной колонки (катионит DOWEX 50WX8, 100–200 меш), а рубидий – с помощью гранулированного фосфа-

та циркония. Масс-спектрометрический анализ Rb и Sr проводился в одноленточном режиме на танталовых (Ta) лентях. Исследования проводились на твердофазном масс-спектрометре (Finnegan MAT-261, 23 cm radius, 90° sector tube) с многоколлекторным детектором ионов. Измеренные изотопные отношения Sr были нормализованы по отношению $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0,11943$. Во время измерений изотопное отношение в стандарте NBS (SrCO_3) равнялось $0,71024 \pm 0,00011$ (среднее отклонение $\pm 2\sigma$). При измерениях $\delta^{18}\text{O}$ кислород экстрагировался из образцов с ClF_3 . Масс-спектрометрические измерения проводились в двухколлекторном динамическом режиме: $\delta^{18}\text{O}$ (абсолютная ошибка 0,1 %) даны относительно SMOW и приведены в таблице 3. Аналитические приборы, использованные для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрастных измерений, тописаны Ю. Хесом и Х. Липпольтом [24]. Для получения данных о составе минералов (плагиоклазы) и основной массы использовались микрозондовые, нейтронно-активационные, рентгенофлуоресцентные методы исследований. Структурное состояние плагиоклазов определялось по методике [17].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрографическая характеристика пород. Силлы, лавовые потоки, неки и дайки сложены плотными породами от темно- до светло-серого цвета. Все породы имеют порфировую структуру с размером фенокристов до 10–15 мм, погруженных в тонкозернистую, плотную основную массу. По количеству фенокристов и разнообразию их ассоциаций в сочетании с общим химическим составом проведена систематика пород. Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, а затем в порядке убывания следуют: амфибол, пироксен, биотит, кварц, титаномагнетит и щелочной полевой шпат. По содержанию анортитового компонента в фенокристаллах плагиоклазов и в основной массе (рис. 2) из одной и той же породы установлена их неравномерность.

По химическому и минеральному составам среди пород рассматриваемой ассоциации выделяются базальты или долериты (встречаются редко), андезибазальты, андезиты, дациты и редко встречающиеся риолиты (табл. 1).

В базальтах (долеритах) наблюдаются порфировая, офитовая и пойкилоофитовая структуры и массивная текстура. Фенокристы (до 25–33 %) представлены плагиоклазом, пироксеном, амфиболом. Плагиоклазом сложены вкрапленники двух генераций. Зерна ранней генерации (размер 0,7–1,0 × 1,0–1,6 мм) с прямой зональностью (ядра лабрадор An_{56-60} , краевые зоны – андезин An_{42-50}). Центральные части зерен замещены карбонатом, а краевые – альбитом. Плагиоклазы поздней генерации (размер зерен 0,2 × 0,3–0,6 мм) слабо карбонатизированы и сильнее альбитизированы и сложены андезин-лабрадором (An_{42-50}). Пироксены (размер зерен до 1,2 × 1,5 мм) наблюдаются в виде

псевдоморфоз, центральные части которых выполнены тонкочешуйчатым хлоритом, карбонатом и выделениями магнетита, а периферия сложена опацитовой каемкой из тонкодисперсных зерен рудных минералов. Иногда в центральных частях зерен сохраняются реликты диопсида. Амфибол встречается редко и целиком замещен хлоритом и карбонатом. Рудные минералы (размер зерен до 0,1 × 0,2 мм) равномерно распространены в основной массе породы. Основная масса полностью раскристаллизована, но иногда имеется и стекло. Лейсты в основной массе сложены плагиоклазом (An_{44-50}), полностью хлоритизированным пироксеном (?) и магнетитом.

В андезибазальтах порфировые вкрапленники (до 24–32 %) сложены плагиоклазом, амфиболом, пироксеном ряда диопсид-авгит, а лейсты в основной массе – плагиоклазом, пироксеном, магнетитом. Минеральный состав, характер вторичных изменений вкрапленников и структура породы практически идентичны описанным для базальтов и долеритов. Отличия заключаются в более кислом составе вкрапленников плагиоклаза (в зональных зернах – в ядрах An_{52-58} , а в краевых – An_{38-46}).

Для андезитов характерны сериально-порфировая структура и криптокристаллическая основная масса. Порфировые вкрапленники составляют до 40 % от объема породы и представлены плагиоклазом, амфиболом, пироксеном,

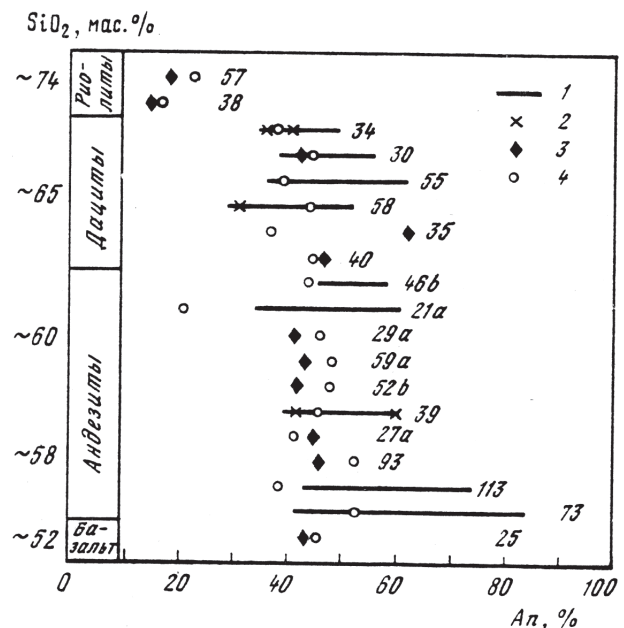


Рис. 2. Содержание анортита в плагиоклазах фенокристов и в основной массе пород нижнеюрской андезибазальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации

1 – вариации составов (микрозонд) фенокристов; 2 – плагиоклаз (микрозонд) основной массы; 3 – составы (нейтронная активация) фенокристов плагиоклазов; 4 – содержание (рентгено-флуоресцентный метод) нормативного анортита

Продолжение таблицы 1

Компо- ненты	НК13с		НК15		НК18		НК30		НК31		НК34		НК35		НК52		НК53		НК54		НК55		НК54		НК44		НК92		НК84		НК86б		НК38		НК62		НК63а						
	Д	Р	Д	Р	Д	Р	Д	Р	Д	Р	Д	Р	Д	Р	Д	Р	Д	Р	Д	Р	Д	Р	Д	Р	Д	Р	Д	Р	Д	Р	Д	Р	Д	Р	Д	Р	Д	Р					
SiO ₂	61,26	60,92	60,03	60,46	61,46	63,55	61,13	62,58	63,78	45,42	63,07	44,08	43,75	41,88	63,62	61,51	72,37	74,74	73,95																								
TiO ₂	0,48	0,56	0,51	0,51	0,51	0,42	0,46	0,54	0,32	0,33	0,38	0,36	0,45	0,44	0,48	0,44	0,04	0,05	0,05																								
Al ₂ O ₃	16,15	16,06	17,08	14,03	14,04	14,34	16,72	14,75	14,61	14,3	17,36	16,89	15,51	14,26	16,75	14,7	15,41	15,18	15,02																								
Fe ₂ O ₃	0,64	1,49	1,82	1,65	1,42	1,67	2,37	2,55	1,44	2,34	2,07	2,32	1,45	0,62	0,82	1,58	0,45	0,35	0,09																								
FeO	2,83	2,88	2,57	2,93	2,54	2,04	2,19	1,73	2,09	1,38	1,25	1,78	2,08	2,95	2,55	2,52	0,18	0,49	0,63																								
MnO	0,08	0,08	0,09	0,13	0,09	0,09	0,13	0,06	0,13	0,07	0,09	0,11	0,1	0,07	0,07	0,08	0,02	0,03	0,05																								
MgO	1,47	1,34	1,45	1,84	2,09	1,53	3,13	2,74	0,77	0,95	0,83	0,89	1,74	1,32	1,32	1,34	0,55	0,51	0,35																								
CaO	3,62	4,32	3,74	4,91	4,69	4,76	4,7	4,28	4,98	4,48	5,54	4,94	4,15	3,6	2,66	3,47	1,31	0,51	0,47																								
Na ₂ O	4,48	4,28	4,41	3,24	3,83	3,93	4,19	4,14	3,81	4,27	4,07	3,82	3,88	4,6	4,34	4,44	3,34	2,98	4,37																								
K ₂ O	1,28	1,19	1,92	1,76	1,72	1,73	1,4	1,94	1,53	1,54	1,84	1,27	1,73	1,23	1,23	1,91	4,95	3,17	3,41																								
P ₂ O ₅	0,22	0,23	0,25	0,15	0,13	0,14	0,14	0,14	0,17	0,17	0,2	0,16	0,11	0,22	0,23	0,24	0,15	0,12	0,11																								
H ₂ O+	2,25	3,05	2,92	1,6	1,15	1,09	1,66	2	1,42	1,23	1,51	1,42	1,1	1,49	2,44	2,49	1,5	2,09	1,32																								
CO ₂	4,93	4,11	3,64	4,85	4,73	3,2	1,77	1,15	2,85	1,05	2,12	2,4	3,71	4,58	3,43	3,33	0,09	0,49	0,42																								
Сумма	99,69	100,51	100,43	100,06	100,6	100,51	100,19	100,62	100,1	99,75	100,33	100,84	99,78	99,28	100,01	100,27	100,56	100,71	99,89																								
Fe ₂ O ₃	3,78	4,69	4,68	4,91	4,44	3,94	4,8	4,47	3,74	3,87	3,46	4,3	3,74	3,9	3,45	4,38	0,65	0,89	0,79																								
Ce	39	7	B	7	9	9	12	9	2	5	4	5	4	4	4	6	2	1	3																								
Co	7	4	9	19	27	16	31	46	8	5	6	8	29	7	8	6	7	11	3																								
Cr	8	4	7	4	10	9	10	21	4	5	4	7	8	5	5	3	n.d.	n.d.	n.d.																								
Cu	5	4	7	4	10	9	10	21	4	5	4	7	8	5	5	3	n.d.	n.d.	n.d.																								
Eu	0,81	"	0,8	"	"	"	0,85	0,82	0,89	0,9	"	0,88	0,71	0,81	0,78	0,79	"	"	0,63																								
Ga	17	18	17	16	17	17	17	17	14	17	16	18	17	17	17	17	16	16	16																								
La	21,5	"	19,6	"	"	"	15,4	17,2	20,9	20,2	"	18,7	16,2	23,8	23,4	19,5	"	"	23,8																								
Lu	0,37	"	0,35	"	"	"	0,09	0,22	0,17	0,21	"	0,21	0,15	0,15	n.d.	0,12	"	"	0,18																								
Nb	12	14	10	7	4	6	7	7	8	8	8	9	5	13	13	11	12	10	11																								
Ni	5	3	6	7	14	8	14	21	3	3	2	4	14	4	3	5	n.d.	n.d.	2																								
Pb	9	7	10	11	10	10	12	9	11	9	10	11	11	5	5	9	18	10	19																								
Rb	29	23	55	42	53	48	45	41	38	39	39	51	55	32	34	52	72	78	89																								
Sc	4,5	"	5,3	"	"	"	9,8	9,2	4,3	4,3	"	4,7	4,9	3,8	4,4	4	"	"	1,5																								
Sm	3,5	"	3,8	"	"	"	3,8	3,4	4,1	3,4	"	3,9	3	3,4	4,3	3,8	"	"	5,6																								
Sr	219	171	143	212	237	284	262	217	194	228	229	280	225	223	157	145	115	97	74																								
Tb	0,53	"	0,43	"	"	"	0,63	0,7	0,69	0,7	"	0,63	0,57	0,59	0,45	0,59	"	"	0,76																								
Th	6	5	6	7	4	4	5	7	6	5	4	6	7	6	7	6	7	6	"																								
Y	13	16	14	20	14	15	15	17	16	17	17	15	13	13	13	14	25	21	21																								
Yb	1,3	"	1,6	"	"	"	1,9	1,9	n.d.	2,1	"	2	1,1	1,4	1,1	n.d.	"	"	2,4																								
Zn	48	59	66	64	52	52	62	53	49	44	65	54	60	59	53	61	36	27	49																								
Zr	207	191	204	152	143	139	133	15B	176	178	179	140	154	209	213	209	86	92	94																								

биотитом, кварцем. Плаггиоклаз (An_{28-44}) образует вкрапленники двух генераций: ранняя – таблитчатые кристаллы (размер до $1,5 \times 2,5$ мм) и поздняя – удлиненные кристаллы (размер до $0,4 - 0,7$ мм). Обычно он замещен кальцитом, каолинитом, редко альбитом и хлоритом. Цветные минералы (амфибол и пироксен) образуют столбчатые кристаллы (от $0,5$ до $2,5$ мм по удлинению), полностью замещенные карбонатом, реже хлоритом, и обычно опацифицированы, но иногда встречаются неизменные зерна роговой обманки и пироксена. Биотит обычно полностью хлоритизирован. Иногда появляется вторичный кварц. В криптокристаллической, существенно полевошпатовой основной массе встречаются неправильной формы гнезда хлорита. Основная масса часто имеет микролитовую структуру и содержит тонко диспергированный магнетит. В верхних частях силлов и лавовых потоков более интенсивно проявлена хлоритизация, и породы приобретают светло-серую окраску, часто появляются пустотки, выполненные хлоритом (пенинами по краям и делесситом в центре).

Отмечены кристалло-литокластические туфы, состоящие из обломков зерен плаггиоклаза (An_{30-42}), кварца, полностью хлоритизированного темноцветного минерала, обломков андезитов с гиалопилитовой и микролитовой структурами основной массы.

Редко встречаются туфобрекчии и взрывные брекчии, состоящие из обломков (размером $1-10$ см) андезитов, сцементированных туфогенной массой, сложенной обломками кристаллов (размер $0,1 \times 0,5$ мм) андезина, редко моноклинного пироксена (размер до $0,05$ мм) и мелких зерен рудного минерала, погруженных в практически нераскристаллизованную, бурю связующую массу, содержащую многочисленные мелкие ($0,2 \times 0,4$ мм) гнездовидные скопления хлорита. В взрывных брекчиях часто встречаются обломки (от $1,0$ до $5-10$ см) вмещающих нижнеюрских и кристаллических пород фундамента. Мощность туфобрекчий до $10-12$ м, а зон взрывных брекчий – $0,1-1,5$ м.

В дацитах фенокристы сложены плаггиоклазом (до $21-25$ %), амфиболом (до 4 %), биотитом (до 1 %), кварцем (до $2,5-3,6$ %), а лейсты в основной массе – плаггиоклазом, пироксеном, кварцем, щелочным полевым шпатом (до $0,4$ %) и магнетитом (до $4-5$ %). Плаггиоклаз представлен таблитчатыми (размер $0,4 \times 0,8$ мм) зернами. Обычно он полностью карбонатизирован, каолинизирован и альбитизирован, но иногда встречаются свежие, с прямой зональностью зерна андезин-олигоклаза (An_{28-36}). Роговая обманка и пироксен обычно полностью замещены карбонатом, хлоритом, но редко наблюдаются неизменные зерна. Основная масса имеет фельзитовую структуру. Порода очень плотная, розоватого цвета. Мощности дацитовых силлов и редких лавовых потоков варьируют от $1,5$ до 14 м.

В редко встречающихся риолитах фенокристы представлены плаггиоклазом, кварцем, биотитом, амфиболом, щелочным полевым шпатом, а лейсты – кварцем, щелочным полевым шпатом и магнетитом. Плаггиоклаз представлен таблитчатыми (размер $0,4 \times 1,2$ мм) зернами, часто полностью замещенными карбонатом, каолином и альбитом, но встречаются и свежие, с прямой зональностью зерна андезин-олигоклаза (An_{22-32}). Роговая обманка и биотит обычно полностью замещены карбонатом, хлоритом, но иногда наблюдаются неизменные зерна биотита. Основная масса имеет фельзитовую структуру. Порода очень плотная, светло-серого, иногда розоватого цвета. Мощности риолитовых силлов варьируют от $1,5$ до 4 м.

Набор аксессуарных минералов во всех вышеперечисленных разновидностях пород практически идентичен. Это апатит, сфен, циркон, эпидот, ильменит, белая слюда, реже встречаются пирит и рутил. Ильменит часто замещается лейкоксеном.

Хотя макроскопически породы рассматриваемой ассоциации можно считать относительно свежими, петрографическими исследованиями установлено, что в большинстве проб породы претерпели значительные вторичные изменения. По плаггиоклазу развиваются карбонат, глинистые минералы, хлорит и альбит. Реликты свежего плаггиоклаза сохраняются редко. Амфибол и пироксен полностью или частично замещены вторичными минералами – хлоритом, кальцитом и магнетитом. Биотит обычно изменен и замещен опакowymi минералами. Типичными продуктами вторичных изменений являются альбит, клиноцоизит, эпидот, кальцит, сфен; значительно реже встречаются пренит и пумпеллеит.

Данные о химическом составе пород и содержании в них ряда редких и рассеянных элементов приведены в *табл. 1*.

Для оценки воздействия вторичных изменений в породах на их химический состав из андезитового силла исследовалось восемь измененных в различной степени проб пород [16]. Эти образцы характеризовались различными содержаниями воды – от $1,1$ до $4,4$ масс. %, CO_2 – от $0,5$ до $9,8$ масс. % и пропорцией окисленности железа, определяемой как отношение реально существующего Fe_2O_3 к общему содержанию железа в породе, пересчитанному на Fe_2O_3 . Эти изменения были единственным химическим признаком вторичных изменений, которые удалось количественно зафиксировать. Пересчеты химического состава этих проб (при исключении H_2O и CO_2) показали, что содержания главных и редких элементов не обнаруживают статистически достоверных различий с содержаниями этих же элементов в наименее измененных породах. Кроме того, элементы с различными степенями подвижности (например, Ni и Sr) показали хорошую корреляцию, сохраняющуюся при наличии или отсутствии вторичных процессов. Это означает, что, за исключени-

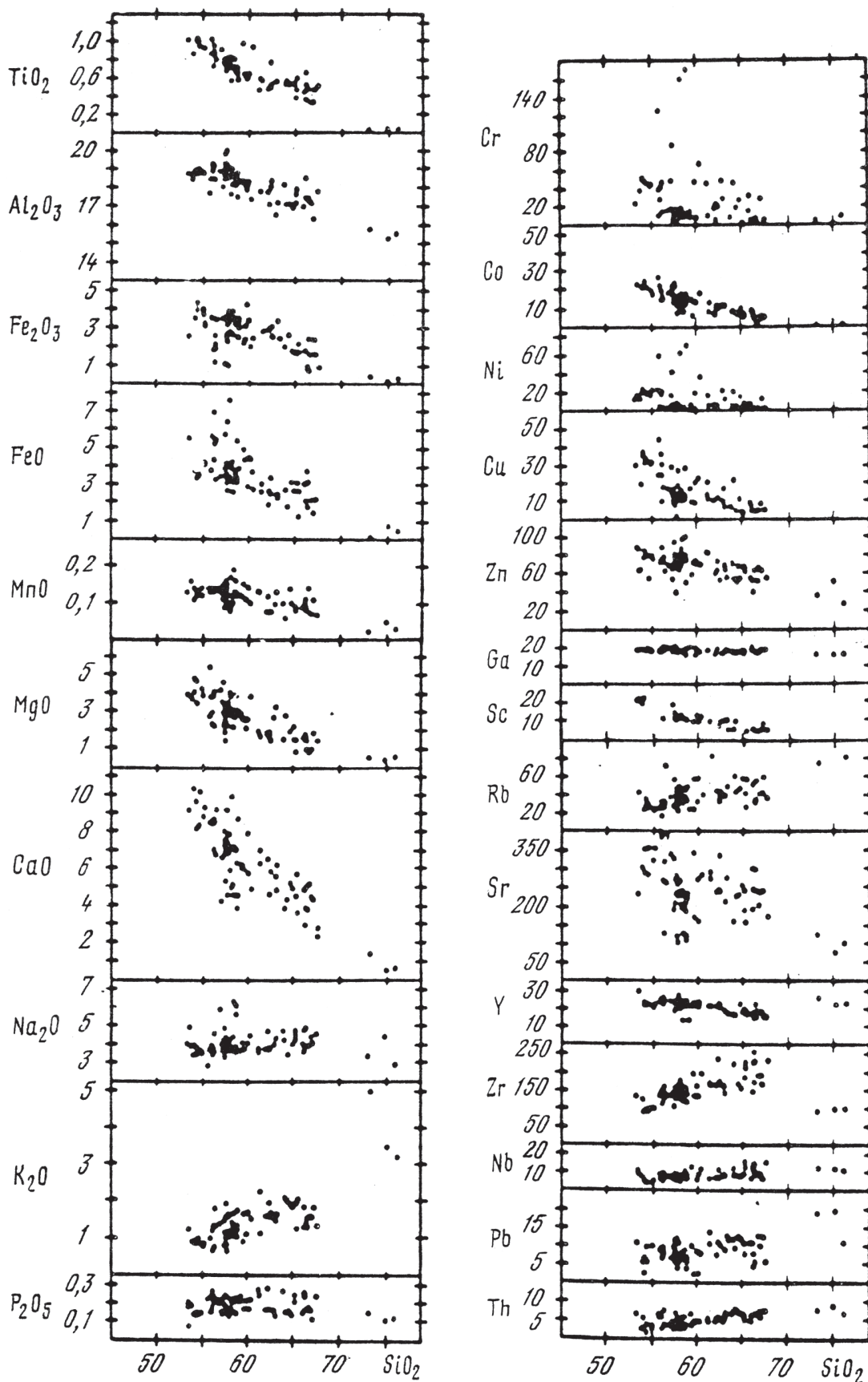


Рис. 3. Бинарная диаграмма для главных и рассеянных элементов (нормализованы по исключению H₂O и CO₂)

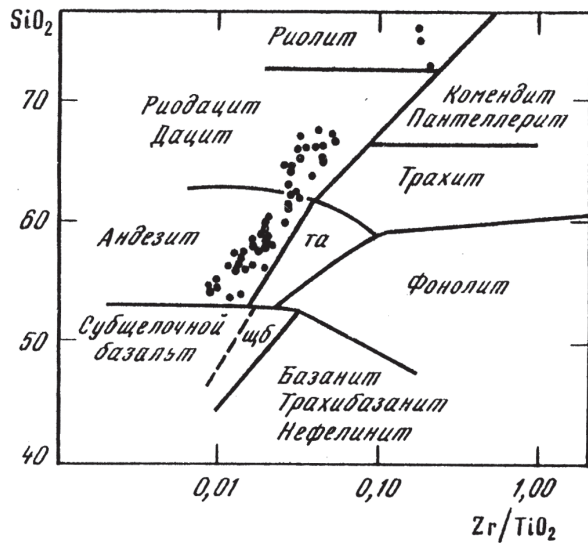


Рис.4. Бинарная диаграмма отношения Zr/TiO_2 к SiO_2 [45] для пород нижнеюрской андезитбазальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации

Примечание: Та – трахиандезит, щб – щелочной базальт

ем увеличения содержаний H_2O и CO_2 и степени окисленности железа, вторичные преобразования носили в основном изохимический характер и проявились лишь в незначительном перераспределении элементов, которое не повлияло на валовый химический состав пород. Исходя из вышеизложенного, данные о химических составах других менее измененных проб пород также нормализовались по исключению H_2O и CO_2 .

Нормализованные таким образом содержания главных элементов (оксидов) показаны на бинарной (Harker) диаграмме (рис. 3).

Содержания SiO_2 в породах рассматриваемой ассоциации для западной части Карачаевской вулканической области варьируют в пределах от 52 до 68, а для восточной части – от 57 до 76 масс.%, с перерывом в узком интервале содержания между 67–72 масс.%. Концентрации большинства главных окислов в породах уменьшаются с увеличением содержания кремнезема. Маленькая, но отчетливая разница в содержаниях CaO , P_2O_5 , TiO_2 , Zr , Nb и Ga , так же, как и в Na_2O , Rb , Sr , Pb и $LREE$, наблюдается между дацитами западной и восточной частей вулканической области. Для Ga характерен почти горизонтальный

тренд, тогда как K , Zr , Nb , Pb , Th и $LREE$ имеют положительную корреляцию с SiO_2 [19]. У Na_2O и P_2O_5 наблюдается слабо выраженная инверсия тренда при переходе от андезитбазальтов к более кислым породам (рис. 3).

Фигуративные точки составов пород ассоциации, нанесенные на диаграмму сумма щелочей к SiO_2 [32, 26], попадают в поле развития субщелочных пород, для которых характерен тренд с отрицательной корреляцией между окислами железа и кремнеземом. Из диаграммы Zr/TiO_2 к SiO_2 [45], на которую были нанесены данные по 85 пробам из пород рассматриваемой ассоциации, видно, что большинство проб (57) соответствует андезитам, 20 проб – дацитам и 3 – риолитам (рис. 4). Из диаграммы K_2O к SiO_2 (рис. 5, модифицированный по [43]) следует, что нижнеюрские вулканы перекрывают поля составов пород соответствующих серий типичных умеренно калиевых известково-щелочных пород. Если принять содержание SiO_2 равное 53 %, за границу между базальтами и андезитбазальтами, то среди проанализированных проб пород рассматриваемой ассоциации выделяется 12 проб, соответствующих андезитбазальтам, 53 – андезитам, 17 – дацитам и 3 – риолитам.

Геохимические особенности пород базальт-андезит-дацитовая ассоциации. Для выявления геохимических особенностей пород ассоциации и определения возможных источников магм проведен анализ данных по поведению в них некогерентных (Sr , Rb , Nd , La , Sm , Hf , Th и др.) и других элементов и изотопных отношений стронция. В породах последовательного ряда

K_2O , мас. %

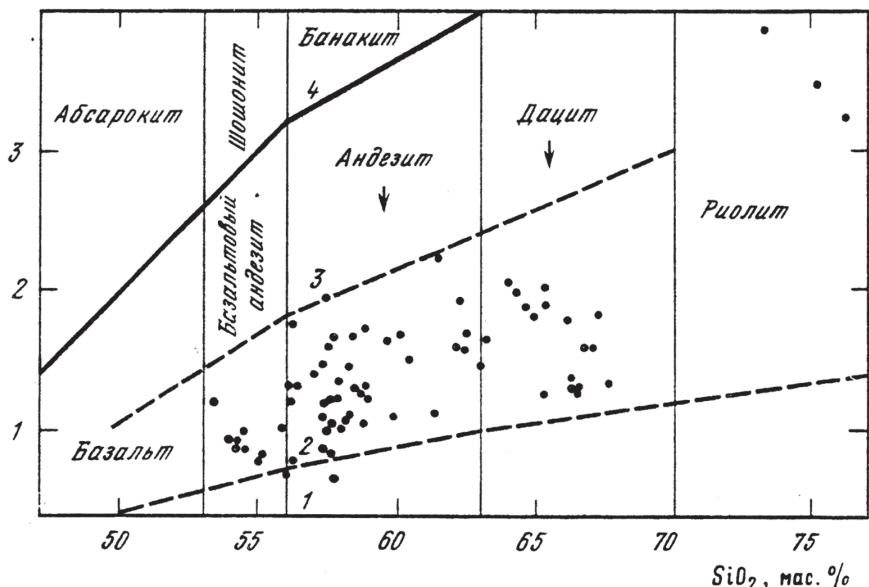


Рис. 5. Классификация и номенклатура пород нижнеюрской андезитбазальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации на усовершенствованной диаграмме K_2O к SiO_2 [39]

Примечание: 1 – островодужные толеитовые серии, 2 – умеренно калиевые известково-щелочные серии, 3 – высококалиевые известково-щелочные серии, 4 – шошонитовые серии

дифференциатов (базальты-андезибазальты, андезиты, дациты, риолиты) выявлены следующие закономерности в поведении рассеянных элементов (табл. 1):

1) Происходит постепенное уменьшение содержаний (среднеарифметическое в г/т): **Co** – 21,4→13→6,4→2; **Cr** – 39,7→18,3→14,8→3,4; **Ni** – 22,6→12→7,3→2; **Sr** – 232→214→208→95,3; **Cu** – 30→14,1→6,9→2; **Ga** – 18→17→16,8→16; **Sc** – 20,6→8,8→5,3→1,5; **Zn** – 71,7→67,3→56,3→37,3 соответственно по типам пород.

2) Установлено постепенное увеличение содержаний (среднеарифметическое в г/т): **Rb** – 28,7→35,8→42,2→79,7; **Th** – 3,4→3,6→5,6→6,5; **Zr** – 101,5→134,2→174,1→90,7; **Pb** – 6,3→6,9→9,3→15,6; **Nb** – 5,1→6,4→8,9→11 соответственно по типам пород.

Такое поведение рассмотренных выше элементов характерно для дифференцированных расплавов.

Характер распределения редких земель (по средним величинам их содержаний) показан на рис. 6. Величины концентраций редких земель нормировались по хондриту [18] для каждого типа пород рассматриваемой ассоциации. В целом в характере распределения редкоземельных элементов отчетливо выражено обогащение LREE. La возрастает от 65 хондритнормализованных единиц (спу) в андезибазальтах до 100 спу в риолитах. Содержание тяжелых редких земель (HREE) отражено в почти горизонтальном тренде распределения в андезитах (содержание Yb около 16–18 спу), но в дацитах их содержание немного уменьшается (рис. 6). La/Yb отношение, отражающее степень фракционирования редких земель, возрастает от 5,5 в андезибазальтах до 6,7 в андезитах и до 12,2 в дацитах. Однако в риолитах, которые являются химически наиболее эволюционированными породами этой ассоциации, величина La/Yb-отношения со-

ставляет около 10. В андезибазальтах и андезитах отрицательная Eu-аномалия выражена слабо, а с возрастанием содержания SiO₂ в породах она явно увеличивается, достигая максимума в риолитах.

Результаты изотопных исследований. В связи с частыми вторичными изменениями пород позднели постмагматическими процессами для изотопных исследований микроскопически выбирались пробы с неизменными минералами или с их реликтами. Из этих проб выделялись необходимые минералы (плагиоклаз, апатит, вторичный кальцит, а для оценки влияния вторичных процессов – измененный плагиоклаз), чистота которых доводилась до 100 % под биноклем. Изотопный анализ Sr производился по мономинеральным фракциям плагиоклазов и апатитов. Величины ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr изотопных отношений (табл. 2), варьирующие в плагиоклазах от 0,70437 до 0,70532 (в измененном плагиоклазе 0,71054 ± 0,00002), а в апатитах – от 0,70394 до 0,70532, позволили считать, что исходный расплав, содержащий эти минералы, имел мантийный источник.

Методом изотопного разбавления в зернах плагиоклаза установлены аномально высокие Rb/Sr отношения (от 0,05 до 0,2). Содержание Sr в плагиоклазах, варьирующее от 520 до 630 г/т хорошо согласуется с рассчитанными величинами для отношения плагиоклаза к «валовой» пробе породы, достигающего величины 1,8 [20, 24, 38, 41]. Однако концентрации Rb оказались в 20 раз выше, чем ожидалось, исходя из величины коэффициента распределения между плагиоклазом и матрицей (DRb = 0,07 [41]). Эти данные свидетельствуют о неравновесных условиях существовавших между расплавом и фенокристами плагиоклазов и требуют коррекции измеренных в плагиоклазе изотопных отношений стронция на распад ⁸⁷Rb. Получающиеся при этом начальные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr

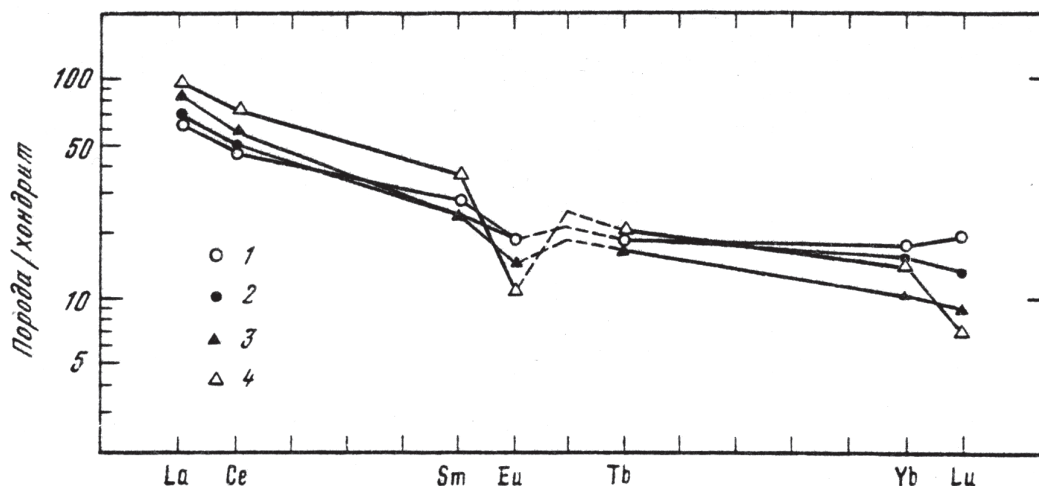


Рис. 6. Хондритнормализованное распределение редкоземельных элементов в породах нижнеюрской базальт-риолитовой серии

Примечание: 1 – среднее по 8 андезибазальтам; 2 – среднее по 30 андезитах; 3 – среднее по 14 дацитах; 4 – среднее по 2 риолитам

Таблица 2
Величины стронциевых отношений в отдельных минералах, выделенных из нижнеюрских вулканитов

Проба	Порода	Минерал	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$
НК-27а	Андезит	Плагиоклаз	0.7053210.00001
НК-29а	Андезит	Плагиоклаз	0.70490±0.00010
НК-52в	Андезит	Плагиоклаз	0.70528±0.00010
НК-59а	Андезит	Плагиоклаз	0.70524±0.00004
НК-92	Андезит	Измененный плагиоклаз	0.71054±0.00020
НК-93	Андезит	Плагиоклаз	0.70430±0.00007
	Андезит "	Плагиоклаз	0.70437±0.00008
	Андезит "	Апатит	0.70443±0.00010
НК-13L	Дациит	Апатит	0.70400±0.00016
	Дациит "	Апатит	0.70400±0.00005
НК-30	Дациит	Плагиоклаз	0.70488±0.00014
	Дациит "	Плагиоклаз	0.70489±0.00010
	Дациит "	Плагиоклаз	0.70492±0.00012
	Дациит "	Плагиоклаз	0.70497±0.00015
	Дациит "	Кальцит	0.70600±0.00007
НК-35	Дациит	Плагиоклаз	0.70474±0.00007
	Дациит "	Плагиоклаз	0.70470±0.00014
	Дациит "	Апатит	0.70530±0.00006
НК-40	Дациит	Плагиоклаз	0.70498±0.00007
НК-38	Риолит	Апатит	0.70399±0.00005
	Риолит "	Апатит	0.70394±0.00020

гиоклазах полностью согласуются с данными, характерными для первичных базальтов и андезитов ($\delta^{18}\text{O}$ от + 5,5 ‰ до + 7,5 ‰ SMOW) [42, 44]. Если же $\delta^{18}\text{O}$ более + 7,5 ‰, то это свидетельствует о контаминации исходного расплава коровым материалом [33]. Температуры изотопного уравнивания от 500 до 600°C, рассчитанные по изотопному фракционированию между плагиоклазом и магнетитом, меньше температуры кристаллизации андезитовых расплавов. Значения $\delta^{18}\text{O}$ для магнетитов и плагиоклазов рассматриваются нами как первично магматические.

Мы считаем, что аномально высокие значения изотопного

оказываются в среднем на 0,0006 ниже измеренных величин.

Установлено, что вторичный кальцит характеризуется величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изотопного отношения, равной $0,70600 \pm 0,00007$, которая близка к таковой, существовавшей в юрской морской воде [44].

Исследования изотопии кислорода в плагиоклазах показали, что величины $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в пределах от + 6,6 ‰ до + 7,4 ‰ SMOW (табл. 3). Величины $\delta^{18}\text{O}$ для основной массы пород и для зерен магнетита колеблются в пределах от + 0,2 ‰ до + 1,7 ‰ SMOW. Полученные результаты по изотопии кислорода в пла-

фракционирования кислорода между фенокристаллами плагиоклаза и магнетита отражают магматическое изотопное неравновесие. Это предположение подтверждено и микросондовыми исследованиями, выявившими химическое и минеральное неравно-

Таблица 3
Величины $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) отдельных минералов и основной массы, выделенных из нижнеюрских пород

Проба	Порода	Минерал, порода	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	
НК 52b		Андезит	Плагиоклаз	+ 6.8 ‰
		Магнетит (основная масса)	+ 0.65 ‰	
НК 59а		Андезит	Плагиоклаз	+ 7.1 ‰
		Магнетит (основная масса)	+ 0.2 ‰	
НК 93		Андезит	Плагиоклаз	+ 6.3 ‰
		Магнетит (основная масса)	+ 0.75 ‰	
		Магнетит (вкрапленники)	+ 0.6 ‰	
НК 15	Дациит	Плагиоклаз (слабо измененный)	+ 10.2 ‰	
НК 30	Дациит	Плагиоклаз	+ 6.5 ‰	
НК 35		Дациит	Плагиоклаз	+ 7.1 ‰
		Магнетит (фенокристы)	+ 1.7 ‰	
		Кварц	+ 7.65 ‰	
		Щелочной полевой шпат (измененный)	+ 11.0 ‰	
НК 38		Плагиоклаз (+3% кварца)	+ 7.4 ‰	
		Биотит	+ 4.5 ‰	
		Основная масса (<1% фенокристов)	+ 15.2 ‰	
		Плагиоклаз	+ 7.0 ‰	
НК 57	Риолитовый туф	Плагиоклаз	+ 6.0 ‰	
GH 32	Толентовый базальт	Плагиоклаз	+ 6.0 ‰	

весие между основной массой породы и фенокристами плагиоклаза. О формировании фенокристов плагиоклаза в условиях, отличающихся по химизму от общего состава магмы (в обогащенных SiO_2 дифференциатах), свидетельствуют следующие факты: обогащение альбитом внешних каемок фенокристов по сравнению с лейстами плагиоклаза в основной массе; обратная зональность; проявление резорбции и аномально низкое K/Rb-отношение, равное примерно 50. Поскольку плагиоклаз является чувствительным индикатором низкотемпературных субсолидусных реакций, приводящих к появлению его низкотемпературных структурных разновидностей во многих вулканических породах, нами были проведены его исследования методом рентгеновской дифракции [23]. Эти анализы (исключая 3 образца) показали, что все проанализированные плагиоклазы обладают высокотемпературными характеристиками [25]. Поэтому постмагматические изменения плагиоклазов, обусловленные субсолидусными реакциями, могут не учитываться, а изотопные составы стронция и кислорода в плагиоклазах можно рассматривать как первично магматические.

Возрастное датирование пород рассматриваемой ассоциации. Ее нижняя возрастная граница однозначно определяется по геологическим данным, так как лавовые потоки, туфовые горизонты залегают в фаунистически охарактеризованном разрезе отложений плинсбах, а многочисленные силлы и дайки внедрены в них и имеют четкие секущие контакты с вмещающими осадочными и вулканическими породами. Верхняя возрастная граница пород ассоциации определяется трансгрессивным налеганием на вулканические и вмещающие их плинсбах-тоарские отложения осадочных пород аалена, в базальных конгломератах которого встречается галька нижнеюрских вулканитов рассматриваемой ассоциации. В ее составе наиболее древними породами являются базальтоиды (долериты и андезибазальты), преимущественно слагающие силлы и некки. Затем следуют андезиты, дациты и риолиты, которыми сложены лавовые потоки, туфовые горизонты и экструзивные тела. Л.А. Кондаков [7] приводит датировки пород серии, полученные K-Ar-методом. По валовым пробам доле-

ритов из долины р. Кубани и из верховий р. Подкумок получены цифры (в млн лет) возраста: 186 ± 15 , 178 ± 8 и 185 , соответственно. По биотитам из субвулканических тел (в млн лет): диорит-порфиры г. Кеклекая (верховья р. Мара) – 192 ± 8 ; гранодиорит-порфиты – 214 ± 6 , 206 ± 7 , 192 ± 8 ; гранодиорит-порфиры Кубань-Маринского водораздела – 202 ± 7 ; гранит-порфиры из верховий р. Подкумок – 200 ± 7 млн лет. Отметим, что при датировании пород по валовым пробам и по биотитам не учитывалась степень их вторичных изменений, хотя и отбирались наименее измененные породы. Поэтому по валовым пробам наиболее древних пород серии были получены более молодые цифры возрастов, чем по биотитам из конечных дифференциатов, что противоречит геологическим данным о взаимоотношениях пород этой ассоциации.

Для получения объективной картины о возрастах изучаемых пород были проведены определения возрастов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом по мономинеральным фракциям плагиоклазов и биотитов со ступенчатым отжиганием. Подробное описание методики этих исследований с обсуждением полученных результатов приведено в работе [25]. Высокотемпературные плагиоклазы образовали $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрастные спектры с хорошо выраженными плато возрастов. В каждом случае плато возраста соответствуют интервалам времени между 190 и 180 млн лет (табл. 4), что в пределах неопределенности, равной 1σ , согласуется со значениями $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста, рассчитанного по валовым количествам ^{40}Ar и ^{39}Ar в проанализированных пробах.

Согласно временной шкале для юрского времени [28], полученные цифры возраста соответствую-

Таблица 4

Значения «валового» и «плато» $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста для биотитов и полевых шпатов, выделенных из нижнеюрских вулканических пород (ошибка 1 σ)

Проба	Порода	Минерал	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст, млн. лет	
			по общему плавлению	по плато
НК-27a	Андезит	Плагиоклаз высокотемпературный*	$183,6 \pm 2,8$	$185,8 \pm 4,3$
НК-29a	Андезит	Плагиоклаз высокотемпературный*	$182,6 \pm 6,7$	$184,1 \pm 1,3$
НК-52b	Андезит	Плагиоклаз высокотемпературный*	$181,4 \pm 3,3$	$182,8 \pm 1,4$
НК-59a	Андезит	Биотит	$183,8 \pm 0,6$	$190,2 \pm 3,1^{**}$
НК-59a	Андезит	Плагиоклаз высокотемпературный	$185,7 \pm 3,5$	$183,7 \pm 4,1$
НК-92	Андезит	Плагиоклаз, измененный	$178,2 \pm 10$	
НК-93	Андезит	Плагиоклаз высокотемпературный	$182,9 \pm 4,0$	$179,9 \pm 5,0$
НК-131	Дацит	Биотит	$177,5 \pm 1,2$	$183,8 \pm 4,7^{**}$
НК-15	Дацит	Биотит	$174,2 \pm 1,0$	$185,4 \pm 3,3^{**}$
НК-15	Дацит	Плагиоклаз, измененный	$179,4 \pm 2,3$	
НК-30	Дацит	Плагиоклаз высокотемпературный	$182,8 \pm 2,2$	$184,7 \pm 2,2$
НК-35	Дацит	Плагиоклаз низкотемпературный	$174,2 \pm 2,8$	
НК-40	Дацит	Плагиоклаз высокотемпературный	$186,9 \pm 4,1$	$189,8 \pm 6,1$
НК-38	Риолит	Щелочной полевой шпат	$140,1 \pm 1,2$	
НК-38	Риолит	Биотит	$214,6 \pm 1,8$	$227,3 \pm 2,5$
НК-38	Риолит	Плагиоклаз низкотемпературный	$166,2 \pm 1,9$	
НК-62	Риолит	Биотит	$183,7 \pm 1,2$	$188,8 \pm 3,1$

Таблица 5

Средние содержания главных элементов в орогенных андезитах, по данным ряда авторов, в сравнении с андезитовыми породами из северной части Большого Кавказа и из зоны Южного склона [14]

Компоненты	Daly, 1933 (n = 87)	Chayes, 1975 (n = 2177)	Le Maitre, 1976 (n = 2600)	Gill, 1981 (n = 2500)	Данная работа (n = 52)	Mengel et al., 1987. (n = 17)
SiO ₂	60,3	58,2	57,9	57,6	57,9	51,4
TiO ₂	0,78	0,82	0,87	0,77	0,77	0,97
Al ₂ O ₃	17,5	17,2	17,0	17,3	18,6	18,9
Fe ₂ O ₃	3,4	3,1	3,3	3,1	3,0	4,2
FeO	3,2	4,0	4,0	4,3	4,0	5,0
MnO	0,18	0,15	0,14	0,15	0,13	0,18
MgO	2,8	3,2	3,3	3,6	3,1	4,4
CaO	5,9	6,8	6,8	7,2	7,2	6,5
Na ₂ O	3,6	3,3	3,5	3,2	4,0	4,1
K ₂ O	2,1	1,7	1,6	1,5	1,3	2,2
P ₂ O ₅	0,26	0,23	0,21	0,21	0,19	0,33
FeO*/MgO	2,2	2,1	2,1	2,0	2,3	2,0
Fe ₂ O ₃ /FeO	1,06	0,78	0,83	0,72	0,75	0,84
Mg-number	61	59	60	60	57	61

В едином обнажении ⁴⁰Ar/³⁹Ar-методом были получены одинаковые плато возраста для плагиоклазов – как из стратиграфически более древнего андезита (проба НК-29а, 184,1 ± 1,3 млн лет), так и из стратиграфически более молодого, по сравнению с андезитовым, дацитового силла (проба НК-30, 184,7 ± 2,2 млн лет), показывающие, что внедрение андезитового и дацитового расплавов происходило в течение очень короткого интервала времени, т.е. почти одновременно.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

ют интервалу от позднеплинсбахского до тоарского времени, что хорошо согласуется с геологическими данными о стратиграфическом положении пород изучаемой ассоциации в реальных фаунистически охарактеризованных разрезах.

Для низкотемпературных плагиоклазов характерны не закономерные спектры, а значения возраста, рассчитанные по валовым количествам ⁴⁰Ar и ³⁹Ar в пробах, геологически неопределенные. Значимость возрастных плато, полученных по биотитам (или по высокотемпературным ступеням выделения аргона), пока не до конца ясна [24, 25], однако их величины согласуются с интервалами возраста, полученными по возрастным плато высокотемпературных плагиоклазов.

По особенностям геохимии главных и рассеянных элементов, изотопной геохимии и эволюционной последовательности в проявлении вулканизма доказано, что породы нижнеюрской базальт-андезит-

Таблица 6

Сравнение характерных черт, присущих магматическим юрским породам из зоны Южного склона (данные по [14]) и северной части Большого Кавказа

Характеристика пород	Зона Южного склона	Бечасынская зона
Типы пород, частота их встречаемости	Базальты - 54% Андезиты -36% Высокотитанистые андезиты-8% Пикриты - 2% Потоки, дайки, туфы	Андезибазальты -14% Андезиты - 58% Дациты - 24% Риолиты - 4% Силлы, дайки, туфы
Главные минералы фенокристов	Базальты: клинопироксен > плагиоклаз Андезиты: плагиоклаз > клинопироксен	Андезиты: плагиоклаз > амфибол > пироксен
Возраст пород	180-170 млн. лет	190-180 млн. лет
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичные отношения	Валовая порода: 0,7040-0,7049 Клинопироксен: 0,7037-0,7049 Карбонат: 0,7062	Плагиоклаз: 0,7034-0,7053 Апатит: 0,7029-0,7053 Карбонат: 0,7060
Величина δ ¹⁸ O	Валовая порода: от +6 до +18‰ Карбонат: от +13,5 до +23‰	Плагиоклаз: от +6 до +7,4‰ Измененный полевой шпат: от +10,2 до 15,2‰ Магнетит: от +0,2 до +1,7‰
Температура основных вторичных изменений	<250° C	350-200° C
Основные продукты вторичных изменений	Хлорит, альбит, карбонат	Хлорит, карбонат, альбит, глинистые минералы

дацитовой ассоциации Карачаевской вулканической области близки к орогенным андезитам [21]. Образовались породы ассоциации, скорее всего, при субдукции океанической коры под континентальную плиту – южную окраину Скифской эпигерцинской платформы (табл. 5). По Джиллу [21], погружающаяся плита должна была достичь для выплавки андезитовой магмы глубины порядка 70 км.

Средний состав главных элементов изучаемых пород (табл. 1) имеет сходство со средними составами андезитов, связанных с зонами субдукции, только средние содержания Al_2O_3 и Na_2O в андезитах рассматриваемой ассоциации немного выше. Средние содержания рассеянных элементов в породах изученной ассоциации сопоставимы со средними значениями содержаний этих же элементов в орогенных андезитах разных регионов [43, 27, 22, 31, 36, 21].

Следует отметить, что, основываясь только на известково-щелочном характере магматизма, нельзя делать однозначный вывод о его принадлежности к магматизму зон субдукции, так как породы этой серии могут образовываться и в районах с обогащенной континентальной мантийной литосферой, например в задуговых бассейнах. Известково-щелочные породы, связанные с задуговыми бассейнами и зонами субдукции, различаются по величинам La/Nb- и La/Th-отношений. Так, вулканисты задуговых бассейнов имеют величины этих отношений около 1 и 10–20 соответственно, а в орогенных андезитах – около 3 и менее 10 соответственно [21]. Величины La/Nb- и La/Th-отношений в породах рассматриваемой базальт-андезит-дацитовой ассоциации составляют около 2,5 и 4 соответственно, что ближе к орогенным андезитам (табл. 5).

Сравнение полученных нами аналитических данных с результатами, полученными К. Менглом и др. [34] по среднеюрским вулканитам СФЗ Южного склона Большого Кавказа, показало очень близкие условия извержений и вторичных изменений для пород этих двух ареалов юрского магматизма.

При сравнении наиболее важных петрохимических, минералогических и изотопных характеристик юрского вулканизма, проявившегося в этих двух СФЗ Большого Кавказа (табл. 6), видно, что среди среднеюрских (байос) вулканитов в СФЗ Южного склона преобладают базальты и андезиты, а в раннеюрских вулканитах Бечасынской СФЗ доминируют андезиты и дациты. Основная часть фенокристов в нижнеюрских лавовых потоках, силлах и дайках Бечасынской СФЗ представлена плагиоклазом > амфиболом > пироксеном. В лавовых потоках и дайках СФЗ Южного склона преобладают фенокристы клинопироксена (в базальтах) и плагиоклаза > клинопироксена (в андезитах). Величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $\delta^{18}O$ в минералах и в валовых пробах пород, по которым отличаются вулканиты этих двух СФЗ, отражают изотопный состав ман-

тии, иногда слегка искаженный взаимодействием с юрской морской водой. В итоге породы в двух рассматриваемых СФЗ имеют идентичные продукты вторичных изменений (хлорит, альбит, карбонат), отражающие близкие температуры этих изменений. По вторичным минеральным парагенезисам допускается, что образовались они в условиях низов зеленосланцевой фации метаморфизма при температурах порядка 200–300°С.

Исходя из данных о содержаниях редких земель и характере их распределения в наименее дифференцированных разновидностях исследуемых пород, наиболее вероятно модель их образования из шпинелевых лерцолитов. В мантийных условиях предел стабильности шпинелевых лерцолитов находится при давлении между 1,0 и 2,5 GPa. Следовательно, глубина погружения под Большой Кавказ субдуцированной океанической плиты, соответствующая максимальной глубине образования известково-щелочной магмы, была менее 100 км.

Если допустить, что угол погружения океанической плиты был 40–50°, получается, что желоб этой раннеюрской зоны субдукции должен был располагаться где-то от 70 до 100 км к югу от современных выходов этих пород. Предполагая орогенное горизонтальное сокращение коры, мы считаем, что желоб располагался в районе со-

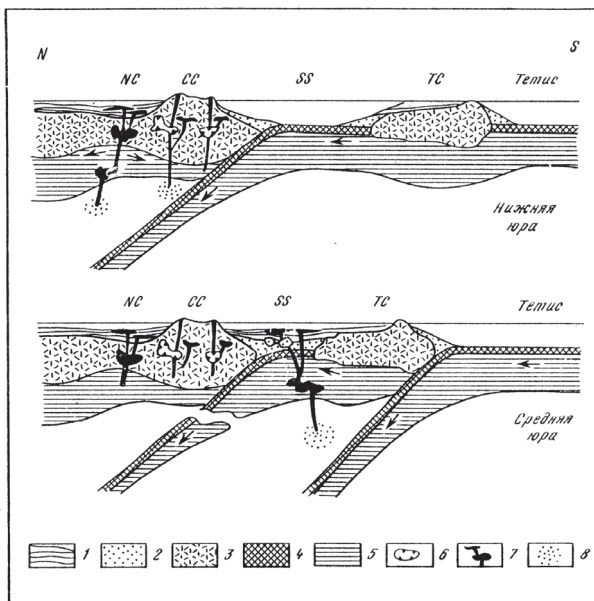


Рис 7. Схематический разрез, показывающий предполагаемую геодинамическую эволюцию Кавказского региона в течение нижней и средней юры

НС – северная часть Большого Кавказа; СС – центральная часть Большого Кавказа; SS – СФЗ Южного склона Большого Кавказа; ТС – Закавказский (Малокавказский) микроконтинент. 1 – эпиконтинентальные осадки; 2 – осадки краевого прогиба и шельфа; 3 – континентальная кора; 4 – океаническая кора; 5 – литосфера верхней мантии; 6 – интрузивные породы; 7 – вулканические породы, магматические камеры; 8 – зоны частичного плавления

временной СФЗ Южного склона Большого Кавказа. Эта тектоническая схема эволюции Большого Кавказа в юрское время показана на схематическом разрезе (рис. 7). Активная фаза зоны субдукции ограничена нижнеюрским временем – периодом максимального осадконакопления в юрское время в СФЗ Южного склона Большого Кавказа. Продолжение магматической активности в течение плинсбаха и тоара было связано с функционированием зоны субдукции (рис. 7, верхняя часть). Затухание процесса субдукции началось в среднеюрское время, когда океанический бассейн, расположенный в районе современной СФЗ Южного склона, закрылся в результате аккреции под давлением приближающегося Закавказского микроконтинента (рис. 7, нижняя часть). Столкновение этого микроконтинента с краем Восточно-Европейской платформы (плиты) стало причиной формирования крупных интрузивных комплексов (габбро, диориты, граниты) в СФЗ Южного склона Большого Кавказа.

Фрагменты океанической коры (реликты комплекса «параллельных» даек основного состава, штоки серпентинизированных пикритов, габброидов, шаровые лавы базальтов типа MORB нижнеюрского возраста) сохранились в тектонических блоках в южной части СФЗ Главного хребта (верховья рек Фиагон, Асса) и представляют собой остатки этого древнего океанического бассейна. Деформации, которым подверглись более древние генерации юрских известково-щелочных даек [5], локализованных в кристаллических породах фундамента СФЗ Главного хребта, могли быть обу-

словлены коллизией Закавказской микроплиты и Восточно-Европейской плиты (платформы). После этого столкновения зона субдукции переместилась к южной границе Закавказского массива (рис. 7, нижняя часть). Вероятно, что среднеюрские толеитовые базальты и андезиты СФЗ Южного склона Большого Кавказа были генетически связаны с этой развивающейся субсеквентной зоной субдукции [34], которая завершила свое существование в Третичный период в результате закрытия океана Тетис при коллизии Африканско-Аравийской и Европейско-Азиатской плит. Более молодые, недеформированные и более щелочные среднеюрские и меловые дайки в СФЗ Главного хребта, вероятнее всего, связаны с этим новым процессом субдукции. Это столкновение сопровождалось обдукцией крупных офиолитовых комплексов в районе современного Малого Кавказа (район озера Севан, Севано-Акеринская зона [26, 30]).

Подводя итоги по вышеизложенным палеогеодинамическим реконструкциям, можно заключить, что предложенная модель геодинамической и палеогеографической реконструкции для раннеюрской базальт-андезит-дацитовая ассоциации, по геохимическим и изотопным особенностям слагающих ее пород, согласуется с концепцией плит-тектоники, базирующейся на результатах геологических, палеонтологических и палеомагнитных исследований [29]. Сделан вывод о том, что состав и возрастные датировки пород орогенных магматических ассоциаций позволяют реконструировать географическое положение и время активности древних зон субдукции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш. А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной окраины на примере альпийской истории Кавказа // Геотектоника. 1977. № 4. С. 88–103.
2. Беридзе М.А. Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез. – Тбилиси: Мецниереба. (Тр. ГИН АН ГССР. Н.С. Вып. 80). 1983. 191 с.
3. Большой Кавказ в альпийскую эпоху (Ответств. редактор Ю.Г. Леонов). – М.: ГЕОС. 2007. 367 с.
4. Борсук А.М. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. – М.: Наука. 1963. 160 с.
5. Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. – М.: Прогресс. 1979. 299 с.
6. Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. – Тбилиси. Изд-во АН ГССР. 1948. 407 с.
7. Кондаков Л.А. Мезозойский магматизм восточной части Лабино-Малкинской зоны. М.: Наука. 1977. 150 с.
8. Ломизе М.Г., Панов Д.И. Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса // Геотектоника. 2001. №4. С. 78–92.
9. Менгл К., Ведеполь К.Х., Гурбанов А.Г. Среднеюрский вулканизм зоны Южного склона Большого Кавказа: характеристика процессов магматизма и гидротермальных изменений // Магматизм рифтов и складчатых областей. – М.: Наука. 1993. С. 80–107.
10. Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития. – М.: Недра. 1976. С. 154–207.
11. Панов Д.И. Структурно-формационное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1988. Т. 63. Вып. 1. С. 13–24.
12. Панов Д.И., Стафеев А.Н. Ранне- и среднеюрская история Скифской и Туранской плит // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2000. №2. С. 19–27.
13. Суханов М.К. «Казбекский диабазовый пояс» Центрального Кавказа. Автореф. дис....канд. геол.-минерал. наук. – М.: 1975. 25 с.
14. Хесс Ю.С., Аретц И., Эммерман Р., Гурбанов А.Г. и др. Петрогенезис юрских известково-щелочных серий пород северной части (Бечасынская зона) Большого Кавказа. // Магматизм рифтов и складчатых областей. – М.: Наука. 1993. С. 58–79.
15. Цветков А.А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа. – М.: Наука. 1977. 183 с.
16. Aretz J. Der jurassische Kalkal kali Magmatismus des GrossenKaukasus (UdSSR) – Ein Beitrag zur Kenntnis dergeodynamischen Entwicklung des Kaukasus orogens Inaug Diss. Thesis/ Univ. Giessen. 1986. 187 p.
17. Bambauer H.U., Corlett M., Eberhard E. et al. Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods // Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 1967. vol. 47. Pp. 333–334.
18. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies In: Henderson P. (edit.), Rare Earth Elements Geochemistry. Elsevier. Amsterdam. 1984. Pp. 63–114.
19. Ewart A., Taylor S.R. Trace elements geochemistry of the rhyolitic volcanicRocks< Central North Island. New Zealand,

- phenocryst data. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1969. vol. 22. Pp. 127–146.
20. **Ewart A., Bryan W.V., Gill J.B.** Mineralogy and geochemistry younger volcanic islands of Tonga, S. W. Pacific // *J. Petrol.* Vol. 14. Pp. 429–465.
21. **Gill J.D.** *Orogenic Fndesites and Plate Tectonics.* Springer. Berlin., Heidelberg, New York. 1981. 390 p.
22. **Gunn B .M., Mooser F.** Geochemistry of the volcanics of Central Mexico // *Bull. Volcanol.* 1970. vjl. 24. P. 577–616.
23. **Hess J.C., Aretz J., Gurbanov A.G. et al.** Subduction-related Jurassic andesites in the Great Caucasus // *Geol. Rundsch.* 1995. vol. 84. Pp. 319–333.
24. **Hess J.C., Lippolt H.J.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of tonsten and tuff sanidines: new calibration points for theimprovement of the Upper Carboniferous time scale // *Chem. Geol. Isotope Geosci. Sect.* 59. Pp.143–154.
25. **Hess J.C., Lippolt H.J., Borsuk A.M.** Constraints on the Jurassic timt-scale by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datingof North Caucasian volcanic rocks // *J. Geol.* 1987. Vol. 95. Pp.563–571.
26. **Irvine T.N., Baragar W.R.A.** A guide to the chemical classification volcanic // *Can. J. Earth Sci.* 1971. vol. 8. Pp. 523–548.
27. **Jakes P., White A.J.R.** Major and trace elements abundance in volcanic rocks of orogenic areas // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1972. Vol. 83. Pp. 29–40.
28. **Kennedy W.J., Odin G.S. (edit.).** *The Jurassic and Critaceous time-scale in 1981.* In Odin G.S. (edit.). *Numerical Dating in Stratigraphy.* Wiley Chichester., New York, Brisbane, Toronto, Singapore. 1982. Pp. 557–592.
29. **Khain V.E.** *The Alpine-Mediterrear fold belt of the USSR // Episodes.* 1984. 7. Pp. 20–29.
30. **Knipper A.L.** The tectonic positionof ophiolites of the Caucasus. In: Panayiootou A. (edit.). *Ophiolites. Proc. Int. Ophiolite Symp. Cyprus 1979. IGC Project 39.* 1980. Pp.372–376.
31. **Lambert R.S.J., Holland J.G.** Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium-yttrium relationships ion minerals and rocks. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1974. Vol. 38. Pp. 1393–1414.
32. **MacDonald G.A., Katsura T.** Chemical composition of Hawaiian lavas // *J. Petrol.* Vol. 5. Pp. 82–133.
33. **Magaritz M., Whitford D.J., James D.E.** Oxygen isotopes and the origin of high – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ andesites // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 40. Pp. 220–230.
34. **Mengl K., Borsuk A.M., Gurbanov A.G., Wedepohle K.H. et al.** Origin of spilitic rocks from the southern slope of the Greater Caucasus // *Litos.* 1987. № 20. Pp. 115–133.
35. **Nalivkin D.V.** *Geology of USSR.* Oliver and Boyd. Edinburgh. 1973. 855 p.
36. **Noble D.C., Bowman H.R., Herbert A.J. et al.** Chemical and isotopic constraints on the origin of low-silica latite and andesite from the Andes and of central Peru // *Geol.* 1975. N3. Pp. 501–504.
37. **Paffengolz K.N.** *GeologischerAbris des Kaukasus // Fortschr. Sowjetischen Geol.* 1963. №5/6. 351 p.
38. **Pearce J.A., Norry M.J.** Petrogenetic iplications of Ti, Zr, Y, and Nb v ariations in volcanic rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. Vol. 69. Pp. 33–47.
39. **Peccerillo A., Taylor S.R.** Geochemistry ofEocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. Vol. 58. Pp. 63–81.
40. **Petermann Z.E., Hedge C.E., Tourtelot H.A.** Isotope composition of strontium in sea water throughout Phanerozoic time // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1970. Vol. 34. Pp. 105–120.
41. **Philpotts J.A., Schnetzler C.C.** Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with applications to anorthosite aned basalt genesis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1970. Vol. 34. Pp. 307–322.
42. **Taylor H.P.Jr.** The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1968. Vol. 19. Pp. 1–71.
43. **Taylor S.R., Capp A.C., Graham A.L., Blake D.H.** Trace element abundences in andesite. II.: Saipan, Bougqainville, Fijii // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1969. Vol. 123 Pp. 1–26.
44. **Taylor H.P.Jr.** The effects of assimilation of country rocks by magmas $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 47. Pp. 243–254.
45. **Winchester J.A., Floyd P.A.** Geochemical discrimination of different magmas series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.* 1977. Vol. 20. Pp. 325–343.

