

УДК: 550.34.06

Б. М. МЕЛИКСЕТЯН, Г. П. БАГДАСАРЯН, Р. Х. ГУКАСЯН

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭКЛОГИТ-АМФИБОЛИТОВ, АССОЦИИРУЮЩИХ С ОФИОЛИТАМИ СЕВАНО-АМАСИЙСКОГО ПОЯСА (АМАСИЙСКИЙ МАССИВ)

Детальные изотопно-геохронологические и петролого-геохимические исследования метаморфических пород—альмандиновых амфиболитов, являющихся нераздельной частью офиолитовой ассоциации, позволили установить их полиметаморфизм: средне-карбонный (330 млн. лет) прогрессивного типа ($T=680-700^{\circ}\text{C}$, $P=8-9\text{ кбар}$) в условиях низких ступеней эклогитовой фации и верхнесенонский-кампанский (80 ± 5 млн. лет), более поздний наложенный регрессивного типа—глаукофан-зеленосланцевый низкотемпературный по метабазитам океанического типа. Обсуждаются некоторые узловые вопросы полихронности Севанского пояса, возможности унаследованного развития Палео- и Мезотетиса, эпигерцинского возраста меланократового фундамента Понтийско-Закавказской островодужной системы (300 млн. лет) и времени обдукции и метаморфизма Севанского пояса.

Постановка вопроса

В последние годы комплексные геолого-петрологические и геохимические исследования офиолитовой ассоциации Севано-Амасийской ветви Анатолийско-Малокавказского пояса позволили с большой надежностью установить возраст и состав вулканогенно-кремнистой серии, показать различие их петролого-геодинамической обстановки формирования, а также длительность и многостадийность истории (от T_3 до K_2^n) развития и последующего тектонического становления [2, 3, 5, 22, 25, 31, 33, 37].

В то же время, несмотря на дискуссионный характер многих аспектов концепций автохтонного и аллохтонного офиолитообразования, появляются новые факты унаследованного развития Палеотетиса и Мезотетиса, в его сравнительно узком, Малокавказском заливе—реликте Палеотетиса [5, 6, 19, 26]. Появились публикации о различиях возраста аллохтонного и неоавтохтонного комплексов, олистостромовых блоков, радиологические данные о возрасте генерации океанической коры и ее метаморфизме в пределах офиолитовых поясов Восточного Средиземноморья [16, 25, 18, 43 44].

Исследования метаморфических пород океанической литосферы и ее морфоструктурных элементов (СОХ, трансформных разломов, желобов, фундамента островных дуг) показали, что цеолитовая, зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации имеют повсеместное широкое развитие, в то время как амфиболиты высоких ступеней метаморфизма возникают только в зонах взаимодействия литосферных плит [24, 21, 30, 42].

В связи с этим важное значение приобретают геодинамические и термодинамические исследования высокобарических парагенезисов (эклогит-амфиболиты, глаукофановые сланцы), ассоциирующих с офиолитами, как индикаторов динамики эндогенных процессов.

В то же время интенсивная тектонизированность и метаморфизованность составных компонентов офиолитовых ассоциаций, аллохимический характер натриевого метасоматоза, крайне низкие содержания калия и литофильных элементов ограничивают возможности геохронологических и изотопно-геохимических исследований.

Как известно, высокобарические глиноземистые амфиболы по своим кристаллохимическим и структурным особенностям и термодинамической устойчивости *Rb-Sr* и *K-Ar* геохимических систем являются наиболее надежными и информативными при изотопно-геохимических исследованиях, а в методическом аспекте — наиболее корректными по сравнению с минеральными парагенезисами компонентов офиолитовой ассоциации. В связи с изложенным, важным является установление природы метабазитов.

Сторонники модели ограниченного раздвига континентальной коры и формирования малых океанических бассейнов Мезотетиса [2, 3, 8, 15, 31, 37], как и сторонники аллохтонной гипотезы [12, 13, 28, 36] рассматривают их как отторженцы докембрийской континентальной коры [2, 3, 4, 14, 15] и ее глубоких горизонтов [7, 8, 28, 29] и относят к низам меланократового древнего фундамента Иранской и Малокавказской плит [4, 12, 36].

Однако в последнее время вопрос о природе метабазитов высоких ступеней (альмандиновые эклогиты, амфиболиты, глаукофановые сланцы) рассматривается в аспекте термодинамики взаимодействующих литоферных плит и их геометрии в зонах субдукции и обдукции [21, 24, 35] за счет динамотермального метаморфизма океанической коры соответственно прогрессивного и регрессивного типа. Примечательной особенностью высокобарических метабазитов, имеющих фрагментарный, часто зональный характер фациальных переходов, является тесная связь с пластинами гипербазитов и серпентинитов [24], на что обращали внимание и исследователи Малого Кавказа [32, 33].

Обзор представлений

Среди исследователей Малого Кавказа превалировала точка зрения о докембрийском-нижнепалеозойском возрасте [4, 9, 15] метаморфических пород, связанных с офиолитами, хотя некоторые авторы, основываясь на геолого-радиологических данных (150—160 млн. лет), отстаивали их раннеальпийский возраст [23]. Специальные исследования аллохтонных блоков метаморфитов офиолитовых зон, в частности альмандиновых амфиболитов Амасийского выхода, позволили В. А. Агамалюну [7, 8] отнести их к низам разреза докембрийского кристаллического фундамента, а глаукофановые сланцы — к верхнемеловому этапу тектонического становления офиолитов. Исследованиями Г. А. Саркисяна [38] альмандиновые амфиболиты и гранат-слюдяные гнейсы (210—

150 млн. лет) отнесены к метаморфитам доофиолитового этапа—условно к докембрийскому фундаменту, а глаукофан-сланцевый метаморфизм (67—71 млн. лет), наложенный на регионально-зеленосланцевый, включается в офиолитовый этап, время которого определяется «от конца нижнего эоцена до нижней части среднего эоцена».

Согласно структурно-петрографическим исследованиям Б. Г. Лутца, А. Л. Книппера, Л. Ф. Добржинской и др. [28], на массиве Аджарис установлена многоактная история структурно-метаморфических процессов домеланжевого и меланжевого этапов. Указанные метаморфиты не связаны с породами офиолитовой ассоциации, являются продуктами зонального регионального метаморфизма, а их сонахождение связывается с «континентальной» геодинамикой формирования офиолитовой серии.

Совершенно справедливо В. Ф. Морковкина и др. [32] мономинеральные и алмандиновые амфиболиты и гнейсы (массив Чайкенд) считают неотъемлемой составной частью океанической коры, которые, как и габброиды, по их мнению, образуются за счет дисперсного ультрамафитового субстрата, знаменуя начало формирования континентальной коры.

По данным указанного автора, кали-аргоновый возраст гранатовых амфиболитов составляет 164 ± 16 млн. лет, а возраст глаукофана из глаукофаносодержащих амфиболитов Степанаванского района— 90 ± 10 млн. лет, что близко к *K-Ar* определениям Г. П. Багдасаряна и Р. Х. Гукасяна [10], составляющим 83—85 млн. лет, и подтверждается геологическими данными В. Т. Акопяна, А. Г. Казаряна (1961).

Детальные минералого-геохимические исследования А. С. Павленко, Р. Г. Геворкяна и Л. И. Мартиросян [34] по ультрамафитам и глаукофановым сланцам Амасийского массива в связи с проблемой их алмазности показали докембрийский возраст, резко-градиентный тектонический режим метаморфизма, отчетливую латеральную ретроградную зональность (пренит-пумпеллитовый, зеленосланцевый, глаукофановый, амфиболитовый, коровоэклогитовый) *P-T* условий (до 15 кбар) в фациях глаукофановых сланцев и «коровых» (алмандиновых) эклогитов.

Следует отметить, что эклогитовые амфиболиты и глаукофановые сланцы, по данным [40, 41, 44], известны и в других районах Восточного Средиземноморья, в частности в Загросском поясе и вдоль Наин-Бафского разлома, хотя вопрос их высокобарического генезиса не изучен.

Как следует из приведенного обзора, важное значение при палеотектонических реконструкциях имеет не только возраст, но и выяснение природы метаморфических пород офиолитовых поясов, а также состав исходного субстрата.

Тектоническая позиция

При решении поставленных вопросов и выборе объекта авторы остановились на Амасийском массиве (г. Инак), обстоятельные сведения по которому приводятся в работах К. Н. Паффенгольца (1947), А. А. Габ-

риеляна (1958), А. Т. Асланяна (1958), Т. Ш. Татевосяна, (1951), С. Б. Абовяна (1982), С. Д. Соколова (1974), В. А. Агамалаяна (1973).

Общая площадь выхода метаморфических пород 3 кв. км. Аллохтонные блоки метаморфических пород Амасийского района впервые выявлены и описаны Т. Ш. Татевосяном как «эклогитоподобные сланцы».

Амасийский массив метаморфических пород представлен аллохтонным блоком среди пород офиолитовой ассоциации и ограничен от расположенного восточнее Мумуханского габбро-перидотитового массива тектоническими контактами, сложенными по С. Д. Соколову [36] и В. А. Агамалаяну [7, 8] типичной серпентинитовой тектонической брекчией (меланжем). Вся ассоциация перекрыта сенонскими и палеогеновыми известковистыми песчано-глинистыми образованиями (рис. 1). Северо-

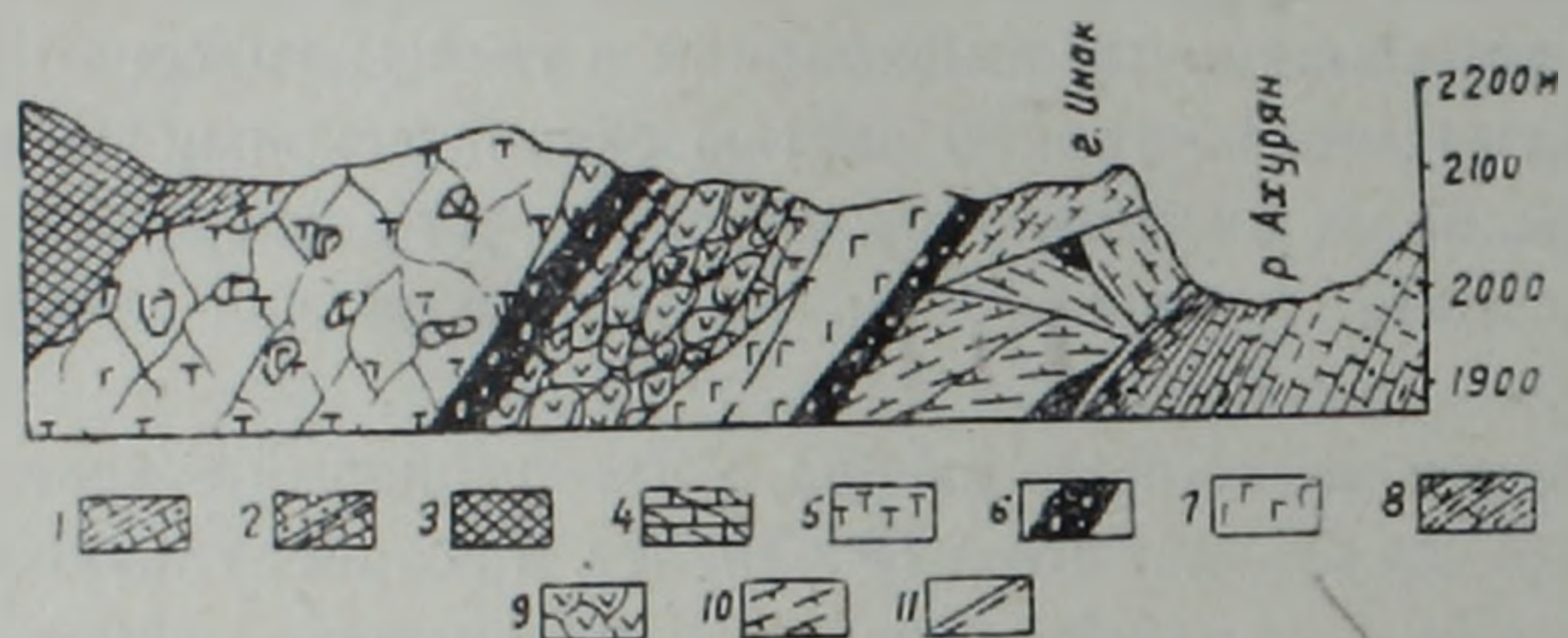


Рис. 1. Геологический разрез Базумского горста с выходами гранатовых амфиболитов г. Инак по С. Д. Соколову [36]. 1. Песчано-алеврито-глинистая толща палеогена. 2. Известково-глинисто-песчанниковая толща. Верхн. нижн. сенон. 3. Зоны гидротермально-измененных пород (ср. эоцен). 4. Зоны рассланцевания и будинажа в верхнемеловой толще. 5. Тектонизированные, серпентинизированные гипербазиты. 6. Брекчированные серпентинитовые зоны. 7. Габброиды офиолитового типа. 8. Эффузивно-радиоляритовая тектонизированная серия. 9. Подушечные эффузивы основного состава (нижн. сенон). 10. Гранатовые амфиболиты (апозеклогитовые). 11. Тектонические нарушения.

восточная тектонизированная контактовая зона, представленная черными мономинеральными амфиболитами (г. Инак) примыкает к выходу оливин-пиперстеновых габбро, хотя, по мнению Т. Ш. Татевосяна [39], здесь переход постепенный. К востоку последние переходят в альмандиновые амфиболиты с переменным содержанием граната и далее—в эпидот-амфиболитовые плагиогнейсы.

Внутри раздробленных блоков амфиболитов, представленных несколькими пластинами с автономными текстурами и элементами микро-тектоники, обнажаются участки сильно развальцованных серпентинитов, что указывает на повторные деформации. Повторные синтектонические элементы (будинаж, микроплойчатость, птизматиты) имеют СЗ субширотное простирание. Роговиковая структура в амфиболитах отсутствует. Переходы между темными мономинеральными амфиболитами, обогащенными крупными порфиробластами граната, и серыми полосчатыми полевошпат-эпидотовыми и слюдисто-амфиболовыми разностями с мелкими выделениями граната, часто резкие.

На первичный парагенезис $\text{Гр} + \text{Амф} + \text{Кли} + \text{Пл}_{36}$ (Ру, Кв) накладываются низкотемпературные парагенезисы с актинолитом, хлоритом, лумпеллитом, парагонитом, клиноцоизитом, цоизитом, глаукофаном,

кальцитом, цеолитом, связанные с явлениями поздней повторной перекристаллизации.

1. Петролого-геохимический анализ эклогитов

Важное значение при интерпретации изотопно-геохронологических результатов имеет выяснение природы метабазитов и условия «догранитного» метаморфизма.

Петрографическая характеристика. Исследованиями были охвачены все разновидности метаморфических сланцев г. Инак¹. Наиболее общей особенностью изученных альмандин-амфиболитовых метаморфитов является их гранитизированность и присутствие альмандинового граната в парагенезисе с сине-зеленой роговой обманкой и кварцем. Не останавливаясь на подробном описании гранатовых амфиболитов, данном в работе [39], приведем краткую характеристику проанализированных разновидностей.

Амфиболит пироксен-гранатовый (Ам-1000) характеризуется однородной текстурой с нематобластовой структурой матрицы. Характерный парагенезис: Амф(60%) + Кпи(5%) + Гр(6%) + Эп(18%) + Пл₃₆(7%)²; реже встречаются Хл(3%) и Кв(1%). Буро-зеленая роговая обманка замещается сине-зеленой, содержащей пойкилитовые включения кварца, рутила и преобладающего сфена. Мелкие порфиробласты граната чистые, амфибол и пироксен замещаются хлоритом.

Амфиболит гранатовый (Ам-1001). Текстура порфиробластическая, директивная, сланцевато-призматическая: Амф(74%) + Гр(20%) + Пл₃₂(5%). Характерны включения Кв + Амф в альмандине, Ап + Ру + Мт в амфиболе. Гранат часто изменен, слабозонален.

Амфиболит гранат-полевошпатовый (Ам-1002). Характерна порфиробластово-слоистая текстура; структура немато-гранобластовая. Минеральный парагенезис: Амф(42%) + Пл₂₀(16%) + Кц(28%) + Гр(10%) + (Кв(3%) ± (Мт, Ру + Хл). Клиноцоизит и цоизит образуют идиоморфные кристаллы и радиально-лучистые агрегаты.

Амфиболитовый плагиогнейс (Ам-1005). Текстура слоистая, гнейсовидная. Структура амфиболита нематобластовая, лейкократовых полос — микрокристаллобластовая. Амф(20%) + Акт(10—15%) + Гр(12%), кварц-альбитовые сегрегации мигматитового типа Кв(40%) + Аб(50%) + Хл(10%). В зонах плагиогранитизации нередко наблюдается глаукофан.

Амфиболит гранат-слюдяной (Ам-1004). Структура гранолепидобластовая. Первичный парагенезис Амф + Гр + Пл₃₆ замещается низкотемпературным: Кв + Пр + Пум + Хл + Гр ± (Сф, Ка + Му, Би, Гл). Глаукофанизация накладывается на поздний зелено-сланцевый парагенезис.

Амфиболит гранат-мусковит-полевошпатовый (Ам-1005). Характерна гранолепидобластовая структура. Первичный парагенезис замещается довольно редким парагенезисом Амф + Му + Би + Аб(± КПШ, Кв, Хл, Кц, Гл). Кроме натриевого мусковита, характерны цеолит (филлипсит), калишпат, парагонит и биотит. Много рутила (до 10%) и кварца (20%), альбита (15%), мусковита (8%), остальное приходится на первичный парагенезис Ам + Гр + Пл₃₆.

¹ Отдельные образцы были любезно предоставлены Г. А. Казаряном.

² Амф-амфибол; Гр-гранат; Пл-плагиоклаз; Кпи-клинопироксен; Эп-эпидот; Кц-клиноцоизит; Кв-кварц; Ка-кальцит; Ру-рутил; Сф-сфен; Хл-хлорит; Му-мусковит; Би-биотит; Гл-глаукофан, Акт-актинолит, Ап-апатит, Мт-магнетит.

Минеральный состав. Исследование состава—свойств главных и второстепенных индекс-минералов прогрессивного и регрессиивного этапов метаморфизма гранат-пироксеновых и гранатовых амфиболитов показало следующее.

Амфибол представлен богатой $Na-Al$ компонентом бароизитовой разновидностью, плеохроирующей в сине-зеленых тонах. Встречаются зональные кристаллы, ядра которых представлены бурым амфиболом керсутитового ряда ($N_g = 1,692 \pm 0,003$, $N_p = 1,671 \pm 0,003$, с $Ng = 12^\circ$, $-2V = 72^\circ$), который полностью замещается основной разновидностью сине-зеленой ($N_g = 1,669 - 1,682$, $N_p = 1,646 - 1,678$, с: $Ng = 20^\circ$, $-2V = 64^\circ$) роговой обманкой, а по краям глаукофаном (с: $Ng = 15$, $-2V = 52^\circ$, $N_g = 1,640$, $N_p = 1,630$).

Рассчитанные кристаллохимические формулы и коэффициенты a_{Al} , a_{Ca} и a_{Ti}^3 позволили отнести амфибол к ряду паргасит (гастингсит)-чермакит, рассчитать компонентный состав: чермакит—20-22%, гастингсит-65%, глаукофан—14-16%. Характерны высокая титанистость (1,35—1,75% TiO_2), глиноземистость (13—18%) при постоянном преобладании Al^{IV} (1,95—2,35) над Al^{VI} (0,75—1,1 ф. ед.), повышенной магнезиальности ($f = 40-50\%$), высокой степени окисленности железа ($K_{ок} = 0,65$) и кальциевости $Ca/(Ca + Na + K) = 0,6-0,7$. Высокое содержание чермакитового минала указывает на высокие температуры (650—700°C), а гастингситового (паргаситового) минала—на повышенные давления. На диаграмме В. В. Закруткина (1972) по соотношению TiO_2 и $Al^{IV} - Al^{VI}$ изученные амфиболы попадают в поле гранулитовой фации.

Гранат образует порфиробласты, достигающие 2—2,5 см. Слабозонален. Показатель преломления $N = 1,806-1,809$. По данным рентгеноструктурного анализа, $a_0 = 11,542 \text{ \AA}$. Гранаты из амфиболитов отличаются от низкотемпературных высокомарганцевистых гранатов глаукофановых сланцев [34] и на диаграмме парагенетических типов гранатов, по В. В. Закруткину (1972), Н. В. Соболеву (1974) занимают пограничное поле между гранатами из эклогитов и гранулитов. Имеющиеся в литературе химические анализы [1, 32, 34, 39] и приведенные в табл. 1 данные указывают на принадлежность изученных гранатов к кальциевым альмандинам с компонентным составом: альмандин—36—53%, пироп—24—28,5%,grossуляр—11,6—13,2%, андрадит—9,4—17,7%, Ti -андрадит—1,8—5,7%. Примечательно, что и в метаморфизованных гипербазитах Мумухан-Красарского массива, в лежащем боку которого обнажаются гранатовые амфиболиты, по [1, 34] также присутствует гранат альмандин-пиропового состава (Альм—44,5, Пир—32,8, Анд—15,5, Сп.—1,8, Гросс—15,4). Низкое альмандин/пироповое отношение в эклогит-амфиболитах 1,3—2,2 и перидотитах—1,35, повышенное содержание grossуляра, 12—15% указывают на высокие температуры (650—700°C) и высокое давление (7—9 кбар) низкой степени эклогитовой фации. Как в амфиболе, так и в гранате проявлены следы повторных деформаций.

Клинопироксен наблюдается в виде изометричных, часто реликтовых выделений в тесном срастании с сине-зеленой роговой обманкой. Обычно бледно-зеленый, со слабым плеохроизмом и варьирующими оптическими константами ($2V = 50-62^\circ$, $c : Ng = 38-42$, $N'_g = 1,720$, $N'_p = 1,686$). По имеющимся химическим анализам [34], средний состав его отличается высокой глиноземистостью, титанистостью и магнезиальностью (табл. 1) со следующим компонентным составом: Ди—66%, Гед—18%, Черм—13%, Жад—3%. По химизму он относится к клинопироксенам высокого давления и попадает в поле гранулитовой фации [32, 34]. Аналогичный клинопироксен, но с 4,5% жадеита описан В. Ф. Морковкиной [32] из гранатовых амфиболитов массива Чайкенд и А. С. Павленко, Р. Г. Геворкяном [34] из глаукофановых сланцев района с. Амасия. Все эти особенности и повышенный чермакит-жадеитовый индекс указывают на принадлежность клинопироксена к разности, переходной к омфациту, характерной для Р-Т условий повышенных давлений и температур [32].

Белая слюда, входящая в необычный парагенезис с альмандином и сине-зеленым амфиболом, согласно рентгенометрическим данным¹, относится к диоктаэдрической модификации $2M_1$ ($c \cdot \sin \beta = 19,88 \text{ \AA}$, $b_0 = 9,08 \text{ \AA}$, $d_{0010} = 19,89 \text{ \AA}$) с 23—25% парагонитового минала, характерной для довольно высоких температур (550—600°C).

Хлорит, ассоциирующий с гранатом и $\text{Пр} + \text{Ка} + \text{Пум} + \text{Аб}$ ($\pm 2\text{л}$), по данным рентгенометрического анализа и оптическим константам ($Nm = 1,605$, $Ng - Np = 0,004$), относится к пикнохлориту ($b_0 = 9,258 \text{ \AA}$; $d_{001} = 14,2$; $d_{060} = 1,51$) с высоким содержанием Al^{IV} (2,2 ф. ед. от суммы $Si + Al = 8$) и высокой магнезиальностью ($\Sigma Fe = 2,5$ ф. ед. от $\Sigma Fe + Mg = 12$).

По оптическим константам и аномальным интерференционным цветам первого порядка в описываемых амфиболитах выделяются клиноциозит ($2V = +88^\circ$, $Ng - Np = 0,008$), цоизит ($2V = 50-56^\circ$, $Ng - Np = 0,012$) и очень редко эпидот ($2V = +78$, $Ng - Np = 0,020$).

Цеолит, судя по рентгенограмме (интенсивные линии d/na 7,2; 6,1; 3,6; 2,98), относится к филлипситу.

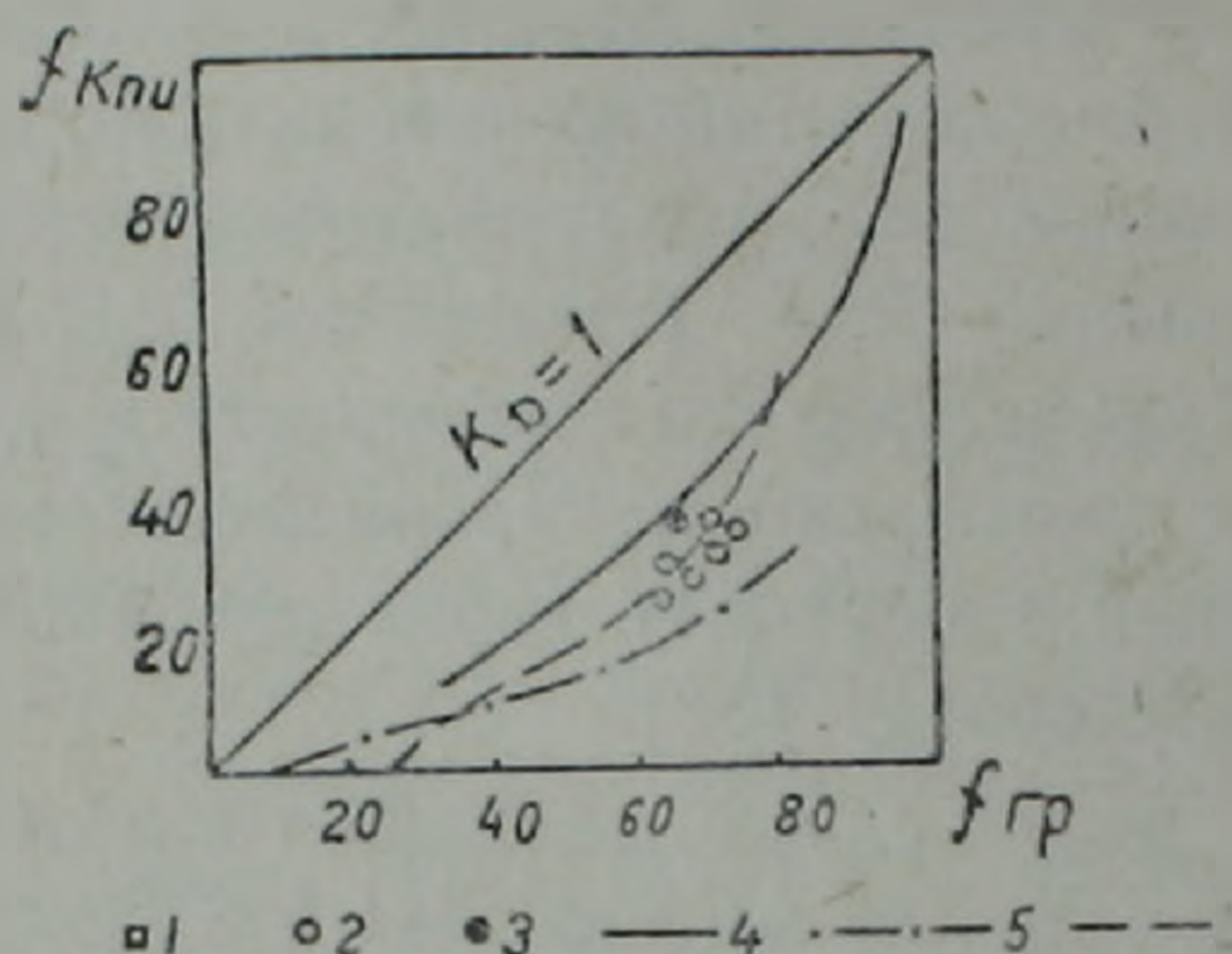
Плагноклаз совместно с кварцем постоянно присутствует в гранатовых амфиболитах, но содержание их варьирует. В первичном парагенезисе он соответствует андезину ($N = 34-36\%$ Ан), а в кварц-полевошпатовых сегрегациях представлен низким альбит-олигоклазом (10—12% Ан). Из более редких минералов, встречающихся в зонах бластомилонитизации изученных метаморфитов, следует отметить пиральспитовый марпанцевистый гранат, средний компонентный состав которого, по данным [34], Пир—11%, Альм—65%, Сп—5,6%, Гросс—15,4%.

¹ Все рентгенометрические анализы выполнены Э. Х. Хуршудян, а высокоточные спектральные анализы—М. Я. Мартиросяном в лабораториях ИГН АН Арм.ССР.

Андр—3% и глаукофан в виде кайм и отдельных призматических зерен с характерным плеохроизмом в лавандово-синих тонах, а также кальцит, пренит, пумпеллиит.

Термодинамические условия метаморфизма. По составу слагающих минералов изученные гранатые амфиболиты относятся к эклогитам типа «В» по Винклеру¹. Присутствие клинопироксена позволяет их именовать каринотивными или альмандиновыми эклогитами или эклогитовыми амфиболитами.

Рис. 2. Диаграмма фазового соответствия равновесного распределения в Кпи-Гр. 1. Гранатые амфиболиты массива Чайкенд [32]. 2. Гранатые амфиболиты Амасийского массива. 3. Ортоамфиболиты Цахкуняц. 4. Гранулитовая фация. 5. Эклогитовая фация. 6. Линия равновесия гранатых амфиболитов с. Амасия.



Анализ сосуществующих минеральных парагенезисов амасийских альмандиновых эклогитов по диаграммам фазового соответствия Л. Л. Перчука [35] дает следующие величины: $K_{Mg}^{Амф-Гр} = 650 - 680^\circ\text{C}$; $K_{Ca}^{Амф-Пл(34)} = 630 - 670^\circ\text{C}$; $K_{Mg}^{Амф-Кпи} = 750 - 780^\circ\text{C}$, что составляет в среднем $T_{ср} = 690 - 700^\circ\text{C}$. В качестве геобарометров использованы диаграмма Н. В. Соболева [30, 35], глиноземистость амфиболов [17, 35], а также диаграмма равновесного распределения Mg и Ca между гранатом и клинопироксеном Л. Л. Перчука [35] — $K_D^{Mg} (0,19)$ и $K_D^{Ca} (0,33)$, соответствующего давлению порядка $P_d = 8 - 9$ кбар. (рис. 2). Указанные условия близки к условиям низкой ступени эклогитовой фации при высоком $P_{фл.}$ По данным В. Ф. Морковкиной [32], альмандиновые эклогиты массива Чайкенд (Аз. ССР) в пределах Севано-Акеринской зоны по условиям метаморфизма оценены близкими величинами: $T = 630^\circ\text{C}$, $P_d = 6,8$ кбар.

Наложенный поздний метаморфизм проявлен в условиях низких температур ($T = 300 - 350^\circ$) и варьирующего давления ($P_d = 2 - 2,5$ кбар), с достигающими локально максимальных значений ($P_{общ} = 7 - 9$ кбар).

Важным следствием из факта существования минеральных парагенезисов высоких и низких температур, умеренных и низких давлений является вывод об их совмещенности и быстрой смене термодинамических условий метаморфизма в связи с процессами надвигообразования и выжимания офиолитового тектонита, накладывающегося как на перидотиты, так и на альмандиновые metabазиты и протекающего в услови-

¹ Винклер Г. Генезис метаморфических пород. Мир, 1979.

ях постоянно высокого потенциала натрия в ювенильном флюиде (плагиогранитизация, альбитизация, глаукофанизация).

Варьирующий состав амфибола, повышение щелочности к периферии, понижение титанистости, компенсирующееся обильным выделением рутила, противоречивые взаимоотношения с гранатом и явления будинирования, замещение реликтового омфацитового пироксена гастинситом и другие факты указывают на апоэклогитовый характер альмандиновых амфиболитов, образовавшихся при более высоких давлениях и подвергшихся позднее плагиогранитизации и низкотемпературному метаморфизму.

Петро-геохимические особенности. Все разновидности альмандиновых амфиболитов, независимо от парагенезисов наложенного диафтореза, содержат гранат. Поэтому химическому и спектральному анализу были подвергнуты все образцы, предназначенные для изотопно-геохимических исследований (табл. 1). Предыдущими исследователями [28, 34] подчеркивалась повышенная литофильная специализация как пород офиолитовой ассоциации, так и «коровозклогитовых» метаморфитов — базифицированных фрагментов сиалической коры.

Несмотря на объективные трудности интерпретации петрохимической и геохимической информации, сопоставление изученных метабазитов с базальтоидами океанических морфоструктур позволяет их интерпретировать более однозначно. Подобные попытки были предприняты и ранее [28, 29].

Химический анализ и рентгеноспектральная расшифровка состава лантаноидов показывают $\Sigma TR_2O_5 + Y = 200$ г/т, при этом отсутствует *Eu*-аномалия ($1,4$ г/т $Eu/Eu^* = 0,5$), а $La/Yb = 11-27$ (табл. 2, аналитик Клочков В. В., ИМГРЭ). Несмотря на некоторую неоднородность химического состава амфиболитов, отмечается низкая калиевость и общая повышенная натриевая щелочность, недосыщенность кремнеземом, повышенная титанистость и железистость, что приближает их к щелочным оливиновым базальтам интрадуговых океанических бассейнов и океанических островов с марианит-бонинитовой и исландиговой тенденцией эволюции. Об этом же свидетельствуют низкие, но несколько повышенные по сравнению с океаническими абиссальными толентами концентрации литофилов *Rb* ($4-18$ г/т), *Sr* ($48-150$ г/т), *Ba* ($10-30$ г/т), *Li* ($1,8-2,4$ г/т), радиоактивных *Th* ($1,4-2,5$ г/т), *U* ($0,5-1,2$ г/т) элементов. Характерны высокие концентрации *Cr* ($50-280$ г/т), *Ni* ($24-38$ г/т), *Sc* ($32-56$ г/т), низкие отношения Rb/Sr ($0,05-0,07$), Th/U ($2,4-3,0$), V/Cr ($0,7-1,75$), повышенные отношения K/Rb ($968-711$), Ti/Zr ($70-130$), Ni/Co ($1-1,5$). Из халькофильных элементов высоки содержания *Cu* и *Zn*. Все эти особенности указывают на близость изученных пород к базитам океанических островов, в отличие от фрагментов амфиболитов низкой степени метаморфизма Севано-Акеринского пояса, относящихся, по данным Лутца Б. Г. и Книппера А. Л. [28], к островодужным толентам.

Океаническая принадлежность изученных метабазитов подчеркивается и довольно низкими первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, равны-

Таблица 1

Химические составы метаморфизованных альмандиновых амфиболитов, плагиогнейсов и слагающих минералов (в вес %)

	Метаморфические фации					Минералы					
	А—1000 Амфиболит (+Гр+Кпи)	А—1001 Гранатовый амфиб. (±Пл)	А—1005 Гранат-эпидот. амфиб. (±Пл)	А—1003 Кварц-хлорит плагиоклаз. гнейс	А—1003а Глаукофано- вый (Эп—Гр— Хл—Гл+Амф)	Сине-зеленая роговая обманка		Альмандиновый гранат		Плагио- клаз	Клино- пирок- сен ср/зн. [34]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	41,56	43,13	52,24	52,49	63,70	38,06	44,06	42,72	44,90	59,18	47,02
TiO ₂	1,35	2,24	1,15	0,94	0,94	1,75	1,35	2,71	0,81	3,24	0,95
Al ₂ O ₃	17,68	12,60	18,41	19,98	14,55	17,66	12,05	19,32	19,38	19,93	6,48
Fe ₂ O ₃	4,86	11,50	6,80	6,10	7,95	18,11	13,54	8,46	4,08	0,81	5,72
FeO	11,77	6,71	4,79	5,25	2,33	8,76	6,13	15,71	21,21	0,49	—
MnO	0,19	0,32	0,21	н. обн.	0,09	0,61	—	—	—	—	0,16
MgO	9,22	12,01	3,86	3,91	2,11	7,34	10,66	6,91	5,35	2,78	14,63
CaO	9,82	9,08	5,96	5,90	4,97	4,67	9,31	3,89	4,08	5,88	23,80
Na ₂ O	2,20	2,30	3,89	1,80	3,70	0,95	2,60	0,70	0,22	5,80	0,35
K ₂ O	0,49	0,38	0,36	0,31	0,22	1,10	0,58	0,42	0,17	0,80	0,01
H ₂ O	0,31	0,05	0,28	0,18	0,02	0,67	—	—	—	0,24	—
P ₂ O ₅	—	0,05	0,08	0,06	0,09	0,05	—	0,11	0,17	0,22	0,44
п. п. п.	1,31	0,39	2,50	2,89	0,23	1,03	0,40	0,08	0,36	0,64	—
Сумма	100,76	100,77	100,53	99,81	100,91	100,71	100,68	101,03	100,73	100,01	99,56
f _{общ.}	6,1	73	79	74	82	a _{Si} = 0,294	0,183	Альм. 36,4	53,2	Ан.—33,8	Ди.—66
f'	56	36	55	57	52	a _{Ca} = 0,401	0,356	Пи 28,5	24,2	Аб.—60,5	Ге—18
$\frac{CaO}{Al_2O_3}$	0,55	0,77	0,33	0,30	0,34	a _{VI} ³ = 0,517	0,425	Гр 11,6	13,2	Ор.—5,7	Чер.—13
Ca	0,78	0,77	0,59	0,73	0,56	f = 64,80 %	4,48	Анд 17,7	9,4	—	Жад.—3
Ca+Na+K								Тл-Анд 5,7			

Продолжение таблицы 1
Содержание редких элементов (г/т)

1	2	3	4	5	6	7. 8	9. 10	11	12
Be	1,0	1,0	1,2	2,0	2,0	2,0	3,3	3,0	1,2
Li	1,8	2,4	1,8	2,4	3,0	1,8	—	5,0	6,0
Rb	4,2	3,6	4,2	7,6	10	2,0	—	15	—
Sr	60	50	100	150	175	130	30	250	50
Ba	18	10	15	30	20	20	160	30	—
V	210	230	250	320	100	270	240	15	160
Cr	280	132	50	32	18	180	24	—	120
Ni	38	23	24	24	18	18	32	—	240
Co	24	18	18	24	18	18	35	—	60
Cu	180	130	240	48	32	130	230	32	120
Zn	420	150	420	160	300	420	240	10	200
Pb	1,0	1,0	3,2	3,2	1,8	3,2	11	3,6	—
Mo	0,7	0,5	1,0	1,0	1,0	1,0	21	1,5	—
Ag	0,056	0,056	0,056	0,056	0,072	0,056	0,4	—	—
Zr	132	160	82	100	54	32	120	18	60
Sc	56	32	42	32	24	56	140	5	42
La	40	32	54	18	10	100	100	60	20
Ce	142	156	145	142	130	142	160	120	40
Yb	2,4	3,2	2,4	1,8	1,8	13	18	5,6	2,4
Y	7,5	10,0	32,0	10	18	7,5	76	12	5,0
B	10	12	15	12	12	8,0	4,1	—	10
Th	1,4	2,4	—	—	1,2	—	3,6	—	—
U	0,5	1,0	—	—	0,8	—	1,2	—	—
K/Rb	968	876	711	338	222	1577	—	422	—
Rb/Sr	0,07	0,07	0,04	0,05	0,06	0,02	—	0,06	—
V/Cr	0,75	1,74	5,0	10	5,5	1,5	10	—	1,3
La/Yb	16,6	10	27	10	5,5	7,7	5,5	10,7	8,3
Ti/Zr	76,7	105	105	70,5	130	410	170	1360	117

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов, г/т

№	П о р о д а	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	ΣTR
A—1001	Эклогит-амфиболит	2,9	4,8	2,9	1,4	1,3	5,3	1,0	19,6

ми 0,7051, что близко к базальтам и амфиболитам офиолитовых зон и океанических бассейнов (0,704—0,7065), но несколько выше базальтов глубоководных желобов, СОХ—0,7020—0,7035 [24].

II. Результаты изотопно-геохронологических исследований

Все разновидности изученных метаморфических пород от собственно альмандин-эклогитовых до низкотемпературных зеленосланцевых парагенезисов были подвергнуты K-Ar и Rb-Sr изохронному датированию.

Аналитическая методика

Для Rb-Sr изохронного датирования использовались штучные образцы пород весом 0,5 кг, которые после измельчения сокращались квартованием на делителе Джонса до средних проб весом 15 г. Последние ис-

тировались в пудру в механической агатовой ступке и из них отбирались аликвоты для анализа.

Содержания рубидия и стронция определялись из разных навесок стандартной методикой изотопного разбавления с использованием в качестве трассера рубидия, обогащенного 95% изотопом ^{84}Sr . Как при определении рубидия, так и стронция, образцы разлагались смесью плавиковой и хлорной кислот, причем трассеры вводились до разложения. Разделение стронция производилось на ионнообменной колонке с катионитом *Dowex-50*.

Содержания *Sr* и *Rb* в холостых опытах составляли соответственно 0,3 и 0,09 мкг.

Изотопные измерения проводились на масс-спектрометре МИ-1309 в однолучевом режиме со ступенчатой разверткой масс-спектрометров по магнитному полю.

Рубидий наносился на ионизатор трехленточного источника ионов в виде сульфата, а стронций—на испаритель в виде нитрата. Регистрация ионных токов производилась на цифровом вольтметре (Щ-1513). Для всех образцов были выполнены прямые измерения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые нормализовались к величине $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$. Для контроля правильности измерения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ анализировался межлабораторный стандарт Массачусетского Технологического института, США (Эймер и Аменд, карбонат стронция; партия № 492327). Среднее значение этого отношения, полученное в наших опытах, составило 0,7086, что отличается от общепринятого значения 0,7080 на 0,1%.

Коэффициенты вариации, характеризующие внутрилабораторную ошибку воспроизводимости определения отдельных *Rb—Sr* геохронометрических параметров, оценивались на основании разброса результатов параллельных анализов, с привлечением данных аналитического архива. Они составляют: $^{67}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ —3%, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ —0,13%.

Содержание радиогенного ^{40}Ar определялось методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера аргона, содержащего ~95% изотопа ^{38}Ar . Изотопные отношения $^{38}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ и $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ измерялись на масс-спектрометре МИ-1301 двухлучевым компенсационным методом с применением трехщелевого двухколлекторного приемника ионов. Содержания калия в пробах определялись пламенно-фотометрическим методом. Погрешность определения *K—Ar* возраста из-за низкого содержания в анализируемых образцах как калия, так и радиогенного аргона, составляет $\pm 7—10\%$.

При вычислении возрастов использовались константы распада, рекомендованные Международной подкомиссией по геохронологии.

Рубидий—87, $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$

Калий—40. $\lambda_k = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$

$\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$.

Таблица 3

Rb—Sr изотопно-аналитические данные валовых проб
метаморфических пород Амасийского района

№ обр.	Название породы	Rb мкг/г	Sr мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr атомные отношения	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr атомные отношения
1001	Эклогитовый амфиболит	18,22	47,95	1,10	0,7098 0,7103
1000	Гранатовый амфиболит	3,67 4,02	51,15	0,22	0,7058
1002	Полевошпат-амфиболитовый сланец	7,08	47,22 48,05	0,43	0,7078
1003	Амфиболит	4,10 4,10	19,74	0,60	0,7081
1004	Амфибол-слюдистый сланец	13,17 12,04 13,28	145,19	0,26	0,7051 0,7064
1005С	Эпидот-глаукофан-хлорит-амфиболовый сланец	2,90 3,04	145,71 143,43	0,06	0,7053 0,7060

Таблица 4

Результаты *K—Ar* абсолютного датирования
метаморфических пород Амасийского района

№ обр.	K, %	A ⁴⁰ рад. мг/г	% радиогенного аргона	Возраст в млн. лет	Среднее значение
1004	0,60 (2)	3,26 (3)	27,3; 28,6; 24,9	78±6	80±5 верхний сенон (кампан-маастрихт)

Обсуждение результатов

Рубидий-стронциевое датирование. Для *Rb-Sr* датирования было исследовано 6 образцов, представляющих все петроминералогические разновидности эклогитовых амфиболитов, в той или иной степени подвергшихся позднему регрессивному низкотемпературному метаморфизму. Результаты аналитических измерений приведены в таблице 3 и представлены на диаграмме (рис. 3) в координатах Николайсена [45]: ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr (абсцисса)—⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (ордината). Обработка изотопных данных простым методом наименьших квадратов приводит к уравнению регрессии.

$$y = (0,7051 \pm 0,003) + (0,00469 \pm 0,00060) x,$$

где указанные ошибки коэффициентов прямой регрессии соответствуют одному стандартному отклонению (1σ). Различия и вариации составов анализированных проб, как и отклонения экспериментальных точек от прямой, не превышающие аналитическую погрешность измеренных параметров, позволяют найденную линейную зависимость рассматривать как изохрону, соответствующую возрасту 330±42 млн. лет и первичному отношению ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0,7051.

В соответствии с изохронной моделью, полученный изотопный возраст можно интерпретировать как возраст исходного субстрата, так и его преобразования (метаморфизма).

Нам представляется, что метаморфизм в условиях высоких давлений и температур низких ступеней эклогитовой фации, полностью уничтоживший структурные и минералогические ассоциации первоначаль-

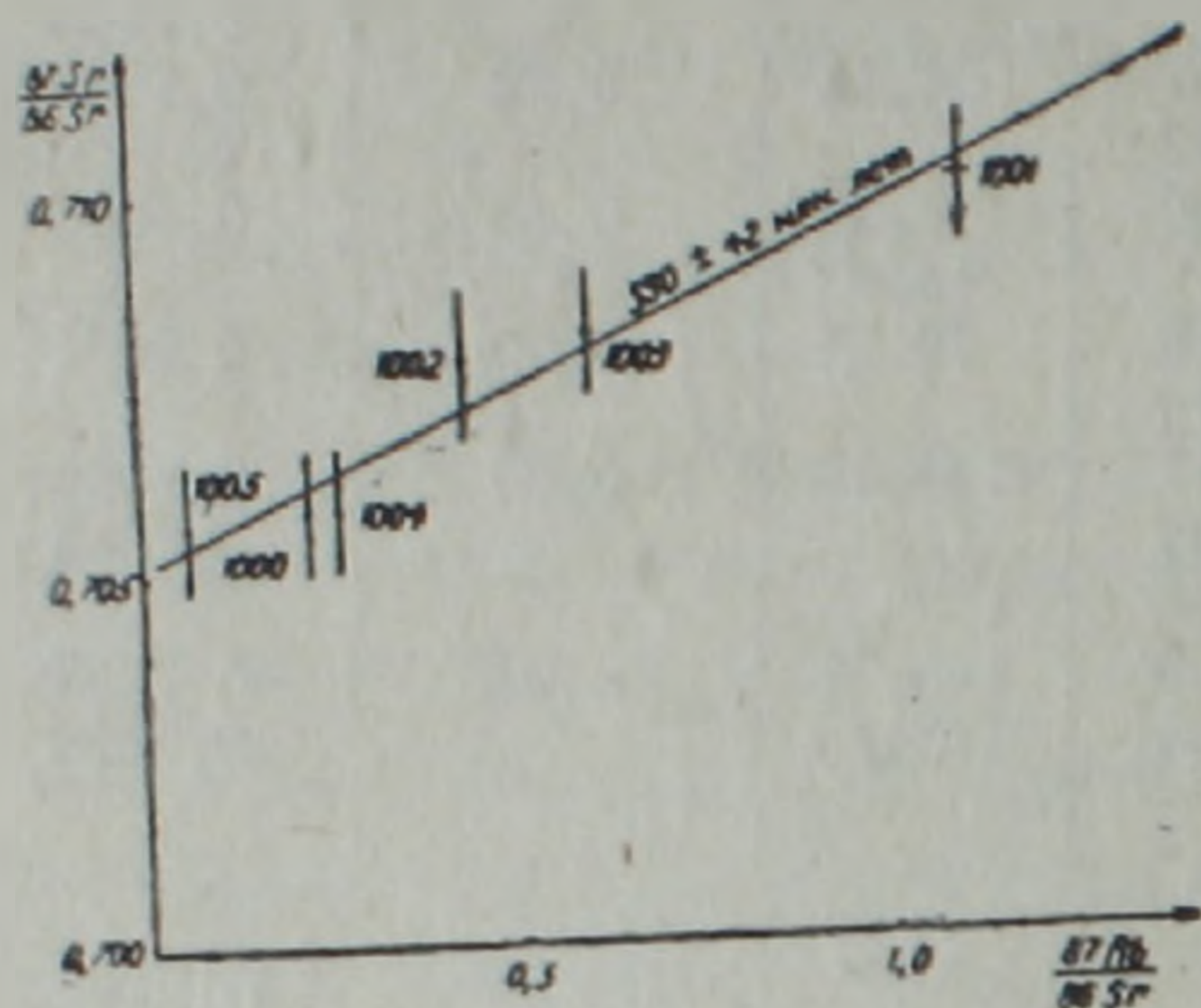


Рис. 3. Rb—Sr изохронная диаграмма для валовых проб метаморфических пород Амасийского района.

ных океанических базальтовых пород и приведший к возникновению новых структур и минеральных парагенезисов, должен несомненно привести также к исчезновению (утрате) первичной геохимической специализации исходного субстрата.

В связи с изложенным мы полагаем, что установленная изохрона отражает время гомогенизации изотопов стронция в ходе метаморфизма. Учитывая неопределенность датировки (± 42 млн. лет), следует констатировать, что метаморфизм

пород происходил в верхнепалеозойское (средний карбон)—герцинское время. Дополнительным аргументом может служить то обстоятельство, что аналогичные значения возраста были получены ранее для метаморфических пород фации зеленых сланцев Ахумского выхода (*Rb-Sr* изохроны 293 ± 7 млн. лет; *K-Ar* возраст 288—307 млн. лет), обнажающихся в смежной Сомхето-Карабахской геотектонической зоне.

Калий-аргоновое датирование. Для *K-Ar* датирования были отобраны три образца, в различной степени испытавшие поздний зеленосланцевый метаморфизм. Значение *K-Ar* изотопных возрастов намного меньше *Rb-Sr* изохронного возраста этих же пород и соответствует верхнему сенону—границе кампан-маастрихта (табл. 4). Достоверность возраста, как и реальность датируемого геологического события, у нас не вызывает сомнения.

Учитывая большую миграционную способность радиогенного ^{40}Ar при низкотемпературном прогреве ($T = 300\text{--}350^\circ\text{C}$), при котором *Rb-Sr* система устойчива, следует допустить, что *K-Ar* датировки фиксируют время позднего зеленосланцевого метаморфизма, связанного с тектоническим становлением офиолитового комплекса.

Следует заметить, что имеющиеся в литературе по Севано-Акеринскому офиолитовому поясу данные относительно возраста зеленосланцевого и глаукофанового метаморфизма, в частности, по Степанаванскому району—83—85 [10] и 90 ± 10 млн. лет [32] и СВ побережью оз. Севан—67—71 млн. лет [38] однозначно укладываются в полученный нами интервал—70—80 млн. лет. Интерес представляют данные L. E. Ricou [43], по амфиболитам Анатолийского пояса—90—80 млн. лет, Desmos and M. Delaloye [44] по *K-Kr* изохронной датировке экзоти-

ческих амфиболитов низких ступеней и голубых сланцев из офиолитов Ирана соответственно 77 и 81 млн. лет.

Заключение

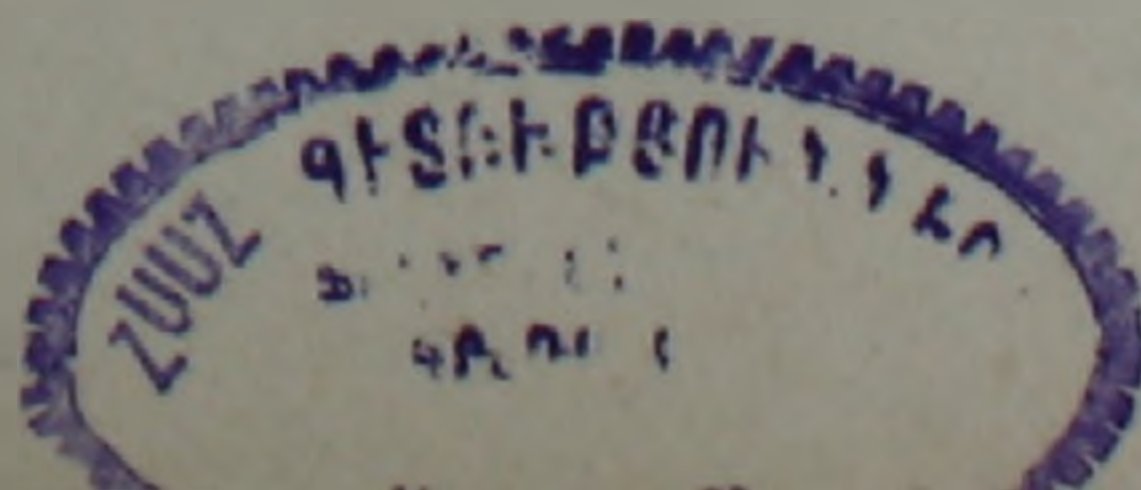
Сложность процессов происхождения метабазитов высокой степени метаморфизма (особенно мигматизированных) офиолитовых зон континентов и отсутствие их в океанических структурах с одной стороны, с другой — сходство состава амфиболитов низкой степени офиолитовых зон и океанических структур, подстилающихся пластинами серпентинизированных гипербазитов, затрудняют палеотектонические реконструкции [21, 24].

Однако полученный в последние годы новый фактический материал по изотопно-геохронологическим, петрологическим, геолого-структурным исследованиям как Анатолийско-Севанского пояса, так и фундамента смежных юрско-неокомских и мел-палеогеновых структурно-формационных зон тем не менее позволяет в порядке обсуждения провести некоторые геодинамические реконструкции.

Гетерогенность метаморфоз (метабазитов) Севано-Акеринской зоны подчеркивается сонахождением фаций высокого и низкого давления, что исключает их генетическое родство. Возможно, учитывая результаты изотопно-геохимических исследований *ранний* (330 млн. лет), палеозойский меланократовый фундамент представлен метаморфизованными метабазитами, офиолитами, претерпевшими метаморфизм высоких давлений и повышенных температур с альмандин-*Na*-амфиболовым парагенезисом. Состав граната близок к составу: 36—53% альмандина, 24—33% пиропа, 12—15%grossуляра, 10—18% андрадита и 2—5% спессартита, а состав амфибола варьирует от обыкновенного керсутита до гастингсита и глаукофана с повышенной натриевой щелочностью, титанистостью и железистостью. Более *поздний* (110—80 млн. лет) офиолитовый фундамент альб-верхнемелового комплекса представлен габбро-перидотитами, габбро, высоко- и низкотитанистыми вулканитами, родингитами, амфиболитами и зеленосланцевой и наложенной глаукофановой низкотемпературной фациями.

Герцинокий метабазитовый комплекс океанической коры Палеотетиса одновременно является кристаллическим основанием Понтийско-Сомхето-Агдамской островодужной системы, возраст фундамента (кора переходного типа) которой, по данным [6, 11], составляет 300 млн. лет, а филлиты вмещают небольшие тела апопироксенитов [8].

Не вдаваясь в рассмотрение дискуссионных проблем тектоники Кавказа и Закавказского массива относительно взаимоотношений герцинских и альпийских структур — сквозного унаследованного развития океанических бассейнов Палео- и Мезотетиса, подчеркнем лишь достоверно установленные факты: проявление герцинского магматизма и метаморфизма, перерыв в осадконакоплении в шельфе Гондваны [6, 13, 26], досреднекарбонный возраст обдукции палеозойских офиолитов в Анато-



лийской ветви [19, 26, 43] и Дзирульском массиве [19], биостратиграфические и палеомагнитные данные [6, 26].

Анализ указанных фактов по Анатолии и Ирану, проведенный А. Т. Асланяном и М. А. Сатианом [2, 3], позволил обосновать более ранний возраст формирования Северо-Анатолийско-Севанского линейamenta, относящийся к триасу, а возможно и верхнему палеозою (?).

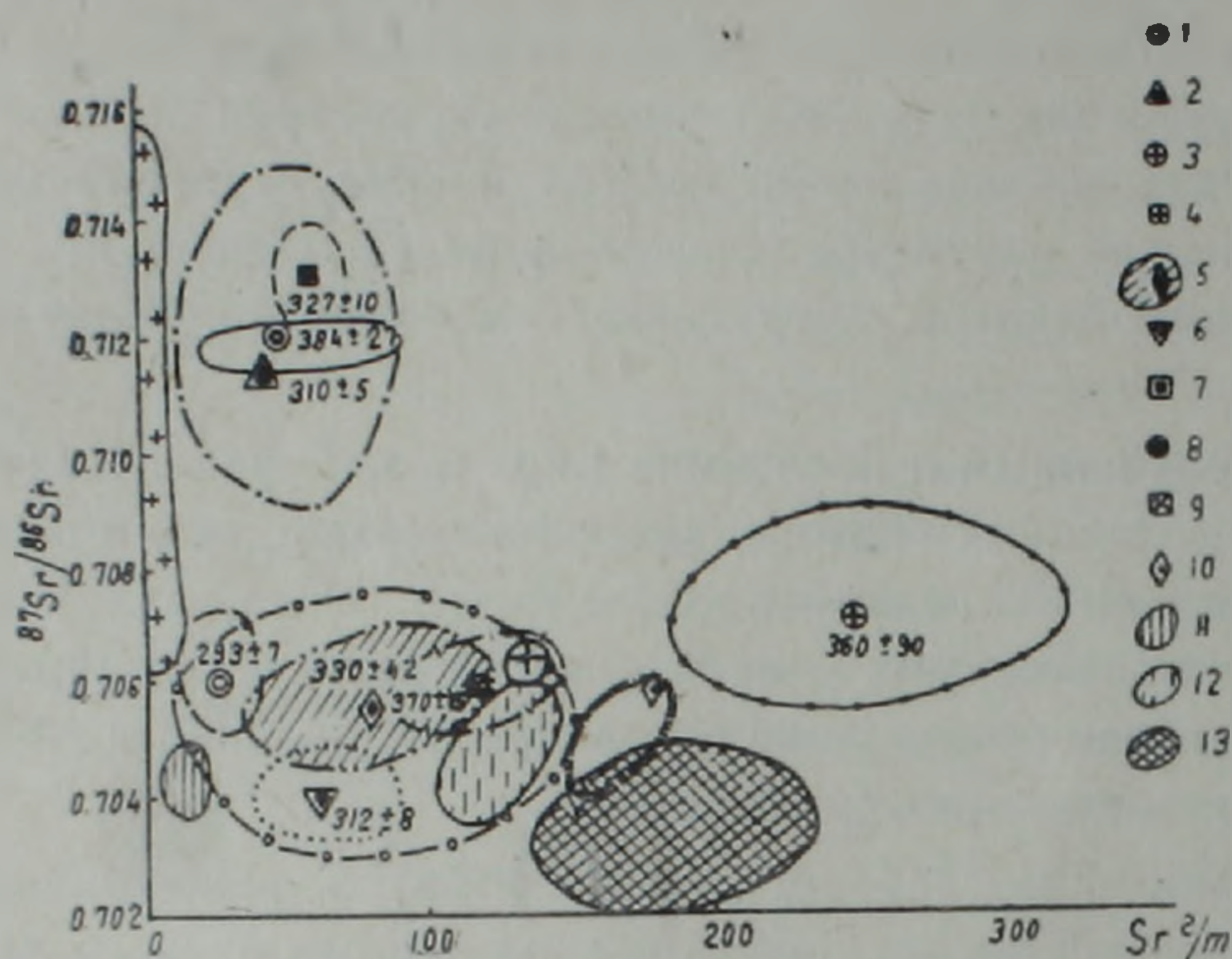


Рис. 4. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержания Sr ($\text{г}/\text{г}$) для метаморфических пород (С—К₂) герцинского цикла офиолитовой серии Тетиса и базитов и метабазитов океанических морфоструктур. 1. Метаморфические породы р. Ахум; 2. Филлиты Дзирульского массива. 3. Граниты Храмского массива. 4. Лейкограниты Цахкуняцкого выступа. 5. Гранатовые амфиболиты с. Амасия. 6. Порфиroidы Агверанской серии, Цахкуняцкий выход. 7. Филлиты, слюдистые сланцы Зангезурского выступа. 8. Филлиты Агверанской серии, Цахкуняцкий выход. 9. Гранито-гнейсы Сараланджского типа, Цахкуняцкий выход. 10. Габбро-амфиболиты Севанской офиолитовой зоны, по данным Егорова О. К. (1977). 11. Перидотиты океанов. 12. Амфиболиты океанов. 13. Базальты океанов и СОХ. 14. Габбро офиолитов, в т. ч. о. Кипр (Троодос). 15. Серпентинизированные гипербазиты о. Кипр.

Следует отметить, что полученные ранее А. Л. Книппером [25], Т. Аб. Гасановым цифры абсолютного возраста K—Ar методом [16], а также находки в экзотических глыбах и конгломератах Севано-Акеринского пояса фауны верхнедевонского и пермского возрастов, а также данные по небольшим аллохтонным блокам габбро-диабазов— 291 ± 3 млн. лет, слюдисто-хлоритовым сланцам— 207 ± 4 млн. лет, как и данные Г. А. Саркисяна по гранат-слюдистым сланцам— 210 млн. лет [38], согласуются с представлениями о гетерохронности отдельных компонентов Севано-Акеринской шовной офиолитовой зоны.

Опубликованные в последние годы результаты Rb—Sr изохронных датировок, в том числе и по территории Армении, в частности домезозойских гранитоидов Храмского [20], филлитов Дзирульского [20], Ахумского [11], Цахкуняцкого [11] и Зангезурского выступа фундамента, удивительно сходны по Rb—Sr датировкам и низкому (океаническому) тренду стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 4), что позволяет утверждать в целом более широкое развитие герцинского метаморфизма и гранито-

образования во внутренних жестких консолидированных блоках эпибайкальского фундамента, размещенных между Северо-Анатолийско-Севанским и Запросским офиолитовыми швами.

Анализ аналогичных данных по Северной Анатолии, Ирану (Эльбурс, Решт, Сабзевар) и Копет-дагу [43, 26, 40], где установлены фрагменты и герцинских офиолитов, указывает на проявление, хотя и в меньших масштабах, герцинского орогенеза [13, 26], сформировавшего к концу палеозоя (средний-поздний карбон) кору переходного типа.

Такой вывод в последнее время находит все больше сторонников и подтверждается радиогеохронологическими данными для области северного Тетиса, претерпевшей унаследованное развитие от среднего-верхнего палеозоя до мезозоя [6, 19, 26, 43].

На основании вышеизложенных изотопно-геохимических и геохронологических данных, а также анализа проблемы герцинского этапа развития Малого Кавказа и соседних регионов, можно сделать следующие выводы, требующие, бесспорно, дополнительных и более широких исследований:

1. Меланократовый фундамент Понтийско-Закавказской островодужной системы и его фрагменты в составе Анатолийско-Севанского офиолитового шва имеют, вероятно, герцинский возраст.

2. Севанский пояс, как граничная офиолитовая структура между мегаблоками с эпигерцинским и эпибайкальским возрастом консолидации фундамента является полихронным (PZ_2 и K_2), что, возможно, обусловлено вторичным растяжением.

3. Развитие океанических бассейнов Палеотетиса и Мезотетиса вдоль его северной ветви шло унаследованно.

4. Вдоль северной окраины эпибайкальской континентальной окраины Иранско-Малокавказской субплатформы, в пределах Малого Кавказа, Анатолии и Ирана, хотя и в меньших масштабах, проявлен герцинский магматизм и плутонометаморфизм.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 15. VIII. 1983.

Р. И. ՄԵԼՈՔՐԱՏՅԱՆ, Դ. Պ. ԲԱՂԴԱՍԱՐՅԱՆ, Ռ. Խ. ՂՈՒԿԱՍՅԱՆ

ՍԵՎԱՆ-ԱՄԱՍԻԱՅԻ ԴՈՏՈՒ (ԱՄԱՍԻԱՅԻ ԶԱՆԳՎԱԾ) ՕՖԻՈԼԻՏՆԵՐԻ ՀԵՏ
ԱՌՆՉՎԱԾ ԷԿԼՈԳԻՏ-ԱՄՖԻԲՈԼԻՏՆԵՐԻ ԻԶՈՏՈՊԱ-ԴԵՌԵԻՄԻԱԿԱՆ ԵՎ
ԵՐԿՐԱԺԱՄԱՆԱԿԱԳՐԱԿԱՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Օֆիոլիտային առոցիացիաների հետ սերտորեն կապված մետամորֆային ապարների՝ ալմանդինային ամֆիբոլիտների մանրակրկիտ իզոտոպա-ժամանակագրական և պետրոլոգա-գեոքիմիական հետազոտությունները հնարավորություն ընձեռեցին հաստատելու դրանց պոլիմետամորֆիզմը՝ միջին կարրոնի ժամանակաշրջանում (330 մլն. տարի առաջ) պրոգրեսիվ տիպի ($T=680^{\circ}$ —

700°C, $P=8-9$ կբար) էկլոգիտային ֆացիայի պայմաններում և վերին սենոն-կամպանի ժամանակաշրջանում (80 ± 5 մլն. տարի առաջ), որն ավելի ուշ է, վրադրված և ռեգրեսիվ տիպի՝ առաջացած օվկիանոսային տիպի մետաբազիտների հաշվին ցածր ջերմաստիճաններում գլաուկոֆան-կանաչքարային ֆացիայի պայմաններում: Քննարկված են Սևանի գոտու պոլիբրոնոթյանը, Պալեո-և Մեզոթետիսի դարգաղման ժառանգվածության հնարավորությանը, Պոնտոս-Փոքրկովկասյան կղզաղեղային համակարգի հիմքի էպիհերցինյան հասակին (300 մլն. տարի) և Սևանի գոտու օբդուկցիայի և մետամորֆիզմի ժամանակին վերաբերվող հանգուցային հարցերը:

B. M. MELIKSETIAN, G. P. BAGHDASARIAN, R. Kh. GHUKASIAN

ISOTOPIC-GEOCHEMICAL AND GEOCHRONOLOGICAL INVESTIGATIONS OF ECLOGITE-AMPHIBOLITES ASSOCIATED WITH OPHIOLITES OF SEVAN-AMASIAN BELT (AMASIAN MASSIF)

Abstract

Isotopic-geochronological and petrological-geochemical detailed investigations of metamorphic rocks i. e. almandine amphibolites which are the indivisible part of the ophiolitic association allow us to ascertain their polymetamorphism – Middle Carbonian (330 *mln* years) of a progressive type ($T=680-700$ °C, $P=8-9$ *ktar*) in conditions of eclogite facies w grades as well as Upper Senonian-Campanian (80 ± 5 *mln* years) later superposed one of a regressive type i. e. glaucophane-green-schist low temperature one formed by oceanic type metabasites. Some main problems of the Sevan belt polychronous origin, the Paleo- and Mesothetis inheritance development possibility, the Pontian-Transcaucasian island arc system basement epihercynian age (300 *mln* years) as well as the time of Sevan belt obduction and metamorphism are considered.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Ультраосновные и основные интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, 1982.
2. Асланян А. Т., Сатиан М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
3. Асланян А. Т., Сатиан М. А. Гипотезы автохтонного и аллохтонного положения офиолитов Малого Кавказа. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 3, 1982.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», 1958.
5. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. Геотектоника, № 4, 1977.
6. Адамия Ш. А., Аспиндзе Б. З., Печерский Д. М. Геодинамика Кавказа. Сб. Проблемы геодинамики Кавказа. «Наука», 1982.
7. Агамалян В. А. Древние метаморфические комплексы территории Армянской ССР и их тектоническое положение. «Мат-лы докл. II регион. петрографического совещания по Крыму, Кавказу, Карпатам», Тбилиси, 1973.

8. Абовян С. Б., Агамалян В. А., Асланян А. Т. и др. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, 1980.
9. Аракелян Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Известия АН Арм.ССР, сер. геол. и геол. наук, № 5—6, 1957.
10. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. и др. Итоги определения абсолютного возраста отдельных магматических комплексов Армянской ССР. Тр. X. сессии комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, М., 1962.
11. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Казирян Н. Б. Сравнительное изучение возраста древних метаморфических сланцев бассейна р. Ахум (Армянская ССР). К—Ar и Rb-Sr методами. Наука, М., 1978.
12. Белов А. А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. Наука, М., 1981.
13. Белов А. А., Моссаковский А. А., Соколов С. Д. и др. Позднепалеозойско-ранне-мезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса (палинспастические реконструкции). Сб. Проблемы геодинамики Кавказа. Наука, М., 1982.
14. Габриелян А. А. Сейсмоструктура Армении. Изд. «Луйс», Ереван, 1981.
15. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
16. Гасанов Т. Аб. О возрасте офиолитов и самостоятельности габбро-диабазового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Геотектоника, № 3, 1979.
17. Глебовицкий В. А., Седов Н. С. и др. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа (Центр. Памир). Наука, 1981.
18. Геворкян Р. Г., Вегуни А. Т. Геохимические различия континентальной и океанической коры в пределах Армении. Известия вузов, Геология и разведка, № 11, 1980.
19. Гамкрелидзе И. П. Мобилизм и проблема тектоники Кавказа. Сб. Проблемы геодинамики Кавказа, Наука, М., 1982.
20. Горохов И. М., Рубинштейн М. М. и др. Применение Rb—Sr метода для датирования некоторых докембрийских пород Грузии. Сб. Геохронология Вост. Европейской платформы и сочленения Кавказо-Карпатской системы, Наука, М., 1978.
21. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Наука, 1980.
22. Казарян Г. А. К вопросу становления Севанского офиолитового пояса. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4, 1979.
23. Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. И. Аджарисская брахантиклиналь в структуре Малого Кавказа. Элм, Баку, 1973.
24. Колман Р. Г. Офиолиты. Мир, 1979.
25. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. Наука, М., 1975.
26. Лордкипанидзе М. Б. Альпийский вулканизм и геодинамика Центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. «Мецниереба», Тбилиси, 1980.
27. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. Недра, 1980.
28. Лутц Б. Г., Книппер А. Л., Добржинская Л. Ф., Пополитов Э. И. Ксенолиты метаморфических пород в габброндах офиолитового комплекса Малого Кавказа. «Геотектоника», № 6, 1980.
29. Лутц Б. Г., Пополитов Э. И. Первичная природа метаморфических пород о-ва Яп в Тихом океане. Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. Наука, М., 1982.
30. Марикушев А. А. Метаморфизм с развитием земной коры островных дуг. «Магмат. метаморф. как индикаторы геодинамического развития островных дуг». Наука, М., 1982.
31. Меликян Л. С. Офиолиты юго-восточной части Севанского хребта: структура, условия становления. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4, 1979.
32. Морковкина В. Ф., Макарычев Г. И., Гаврилова С. И. Гранатсодержащие породы, ассоциирующие с офиолитами—продукт начала становления континентальной коры геосинклиналей. Сб. Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород, Наука, М., 1982.
33. Паланджян С. А. О геологической позиции офиолитов Базумского горста. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 5, 1975.

34. Павленко А. С., Геворкян Р. Г. и др. Геохимические критерии глубинности пород офиолитовой ассоциации Армении. Известия вузов, Геология и разведка, М., 1977.
35. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах, М., 1976.
36. Соколов С. Д. Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ), Геотектоника, № 1, 1974.
37. Сатиан М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван, 1979.
38. Саркисян Г. А., Танащян М. Е., Ананян Э. В., Караханян А. С. О рудоконтролирующей роли Памбак-Саринарского разлома (Севанский хребет). Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 3, 1982.
39. Татевосян Т. Ш. Эклогитоподобные метаморфические сланцы Амасийского района Армянской ССР. Известия АН Арм.ССР, физ.-мат., естеств и техн. науки, № 2, 1951.
40. Штеклин И. Древняя континентальная окраина в Иране. Сб. «Геология континентальных окраин», Том 3, Мир, 1979.
41. Pamić J., Sestini G., Adlb. D. Alpine magmatic and Metamorphic processes and plate tectonics in Zagros Range, Iran Geog. Soc. of America Bull. Part. 1, V. 90, 6, 1979.
42. Stern Ch. de Wit M. J., Lawrence J. Igneous and Metamorphic Processes Associated with the formation of Chilean ophiolite. J. Geophys. Res. V. 81, № 23, 1976.
43. Ricoi L. E., Argyriadis I. and Marcoux J. L'Axe Calciare du Taurus, an alignment de fenetres arabo-africains sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et metamorphiques. Bull. Soc. Geol. Fr. Ser. 7, 17, 1975.
44. Delaoye M. and Desmons J. Ophiolites and Melange Terranes in Iran. A Geochronological Study and its paleotectonic implications Tectonophysics, 68, 1980.
45. Nicolaysen R. O. Graphic interpretation of discordant age measurements of metamorphic rocks Ann. N. Y. Acad. Sci. 91 article 2, 1971.