

БИПОЛЯРНАЯ СОПРЯЖЕННОСТЬ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ И ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ НА КAVKAZE

А.Д.Исмаил-Заде

*Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А*

В геологическом строении структурных зон Большого и Малого Кавказа устанавливается биполярность и сопряженность в размещении мезозойских и кайнозойских вулканоплутонических (ВПП) и разновозрастных офиолитовых поясов, отражающая их причастность к сутурным зонам океанов Палеотетиса и Мезотетиса. Рассмотрены общность и различия в проявлении Mz и Kz ВПП. Предполагается наличие неизвестной на Малом Кавказе южной ветви палеозойской аллохтонной пластины Палеотетиса, северная ветвь которой широко распространена почти во всех структурах Большого Кавказа. Присутствие последней обосновывается геологическими, петрологическими, геофизическими и геодинамическими данными в пределах Закавказской микроплиты под мезозойской вулканогенной толщей. Выявлена существенная роль обдукционных процессов на коллизионной стадии формирования Кавказа. Рассмотрена специфика островодужных комплексов, сформировавшихся в процессе обдукции океанической коры на континентальную окраину.

Введение. Многолетние исследования выходов офиолитовых пород среди альпийских вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов на Кавказе позволили выделить для данной складчатой системы нечетко проявленные офиолитовые пояса, соответствующие альпинотипным гипербазитам Средиземноморского пояса. Они установлены в структурно-формационных зонах Большого Кавказа, Куринской впадины и Малого Кавказа (рис. 1). Как правило, они интенсивно дислоцированы, метаморфизованы и представлены в виде тектонизированных зон серпентинитового меланжа. Неоднократная подверженность тектоническим процессам способствовала раздроблению этих поясов на блоки, различно участвовавшие в последующих покровно-надвиговых перемещениях, и изменению соотношения составляющих их комплексов, однако с сохранением набора, представительного для офиолитового пояса.

Геология. На Большом Кавказе альпинотипные гипербазиты распространены в виде крупных массивов, цепочечно вытянутых в северо-западном направлении. Они преимущественно развиты на Передовом хребте – Тхачский, Кизильчухский, Мало-Кяфарский, в Бечасынской зоне – Беденский, Малкинский, менее в зоне Главного хребта – по рр. Дамхури, Мамхури, Санчаро, на южном склоне в виде небольших тел – вдоль рр. Мзымта,

Бзыбь, Кодари и в пределах Грузинской глыбы – на Дзирульском массиве (Плошко, 1977; Хаин, 1979).

В пределах зоны Передового хребта выходы ультрабазитовых массивов "располагаются на кристаллических сланцах докембрия, однако вмещающие их породы, вероятнее всего, относятся к нижнему и частично верхнему палеозою", "устанавливается сопряженность выходов ультрабазитов и кварцевых диоритов...", размытая поверхность которых трансгрессивно перекрывается триасовыми и юрскими образованиями (Каденский, 1950; Моссаковский, 1975).

Геолого-петрологические данные и геодинамика формирования комплексов Передового и Главного хребтов свидетельствуют об их тектонической совмещенности вдоль зоны Пшекиш-Тырнаузского разлома – предполагаемой корневой зоны покровов офиолитов, соответствующей ныне древней сутуре (Хаин, 1979, 1981; Баранов, Греков, 1980, 1982).

Однако, согласно В.Е.Хаину (1975), ряд данных противоречат такой интерпретации и "наличие протягивающихся на многие километры вулканоплутонических поясов вдоль Главного хребта (верхнепалеозойский Центрально-Азиатский ВПП), заставляя присоединиться к мнению исследователей, считавшим, что океанический бассейн существовал непосредственно южнее зоны Главного хребта".

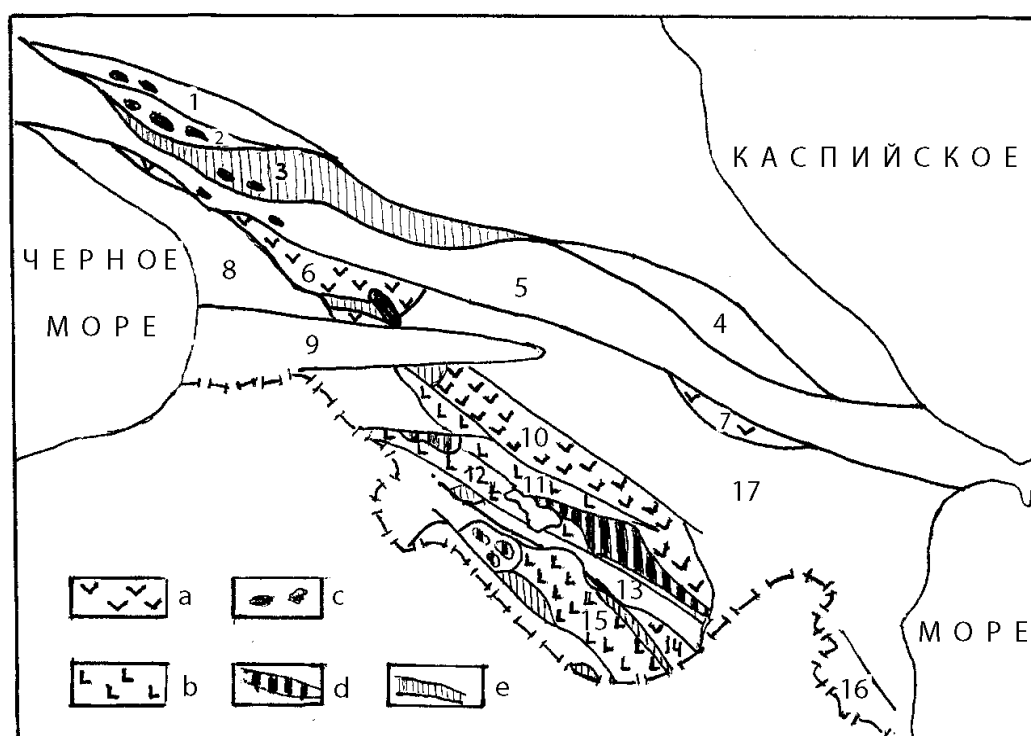


Рис. 1. Схема расположения вулканогенно-плутонических (ВПП) и офиолитовых (ОфП) поясов на Кавказе

а – мезозойские ВПП; б – кайнозойские ВПП; с – палеозойские ОфП; д – мезозойский фундамент.

Структурные зоны:

1. Бечасынская зона. 2. Передовой хребет. 3. Главнокавказский хребет. 4. Известняковая зона Дагестана. 5. Южный склон Большого Кавказа. 6. Гагра-Джавская зона. 7. Вандамская зона. 8. Рионская зона. 9. Аджаро-Триалетская зона. 10. Лок-Гарабагская зона. 11. Севан-Акеринская зона. 12. Ширак-Кяльбаджарская зона. 13. Зенгезурская зона. 14. Ереван-Ордубадская зона. 15. Кафанская зона. 16. Талышская зона. 17. Куринская впадина.

Несомненно, проблема формирования офиолитов Большого Кавказа и в особенности установление корневых зон являются актуальной и неоднозначно интерпретируемой до настоящего времени. Решение вопросов по данной проблеме требует дополнительных исследований, и поэтому мы ограничимся имеющейся информацией по офиолитам Большого Кавказа о том, что "...преимущественное развитие альпинотипных гипербазитов в одних случаях в кристаллической (PR-Pz₁) толще, а в других – в зеленокаменной (Pz₁₋₂) позволяет предположить и различный возраст этих гипербазитов". Однако ввиду отсутствия веских критериев для "четкого их разделения, указанные гипербазиты условно объединены в единую гипербазитовую формацию PR-Pz₂" (Плюшко, 1977).

На Малом Кавказе известны лишь мезозойские офиолитовые комплексы, выступаю-

щие в виде двух поясов в пределах Севан (Гейча)-Акеринской и Ереван-Ордубадской (Веди) структурных зон, а также в виде изолированных фрагментов в разделяющей их Зангезурской зоне.

Севан-Акеринский пояс при непрерывной протяженности более 200 км и ширине 10-25 км прослеживается по северному побережью оз. Севан и далее на СЗ выступает на значительном удалении в виде изолированного выхода в районе Амасии. В геологическом отношении этот пояс расположен в среднеюрских, меловых и палеогеновых образованиях. Офиолитовые комплексы представлены гипербазитами, базитами и эффузивно-радиоляритовой толщей поздней юры – раннего мела. Отмечается трансгрессивное перекрытие их альб-сеноманскими и сеноманскими отложениями. Эти комплексы с породами соседних зон имеют тектонические контакты по разломам: на северо-востоке с Му-

ровдагским и Гарабагским, а на юго-западе – Лачин-Башлыбельским.

Вединский пояс представлен одним крупным и рядом более мелких массивов, находящихся среди пород вулканогенно-осадочной толщи мела. Здесь наблюдается преимущественное развитие серпентинитов с подчиненной ролью габброидов, пироксенитов, родингитов и амфиболитов. Отмечается интенсивная карбонатизация, вплоть до образования мономинеральных карбонатных пород, а также альбитизация, пренитизация, цеолитизация, хлоритизация и окварцевание вдоль тектонических, в том числе кольцевых, структур, что приводит к образованию пород сложного состава и строения.

Возраст гипербазитов Вединского пояса, по М.Г.Ломизе (1980), верхнеконьякский, т.к. вулканогенно-осадочная серия вместе с телами гипербазитов трансгрессивно перекрывается терригенными образованиями верхнего коньяка, в которых присутствуют обломки пород офиолитовой ассоциации.

Комплексный геолого-структурный анализ мезо- и кайнозойских комплексов вулканоплутонических поясов Кавказа совместно с гипербазитовыми поясами позволил предложить альпийскую модель эволюции этой складчатой системы, основными событиями в которой является формирование океанических бассейнов Палеотетиса (ПТ) и Мезотетиса (МТ).

Геодинамика. Для рассматриваемых океанических бассейнов установлены спрединговый, предколлизийный и коллизийный этапы, отличающиеся масштабностью и длительностью проявления (таблица 1).

Геодинамическое развитие Кавказа изложено (возможно недостаточно однозначно) многими исследователями следующим образом (Книппер, 1971; Адамия, и др., 1982; Исмаил-Заде, 1990; Рустамов, 2001):

- раскол – растяжение континента Пангея, начавшийся к началу палеозоя, достиг максимума в ордовик-силуре и далее сменился сжатием, вызвавшим в девоне на северной окраине островодужный вулканизм и формирование на обеих окраинах бассейна комплексов с непрерывными отложениями от девона до верхов триаса в терригенно-карбонатной и карбонатной фациях в обстановках континентального склона Евразийской плиты – на северной активной окраине

и субплатформенного шельфа Гондвана – на южной пассивной окраине;

- окончательное замыкание бассейна ПТ в T_3-J_1 сопровождалось продолжавшейся с конца карбона обдукцией океанической коры ПТ на континентальные окраины, что соответствовало киммерийскому этапу тектогенеза, знаменующему начало коллизийного периода формирования бассейна;

- обдукцированные фрагменты палеозойской океанической коры ПТ – офиолиты в виде аллохтонных пластин – установлены, как было отмечено выше, на северной окраине ПТ, в зонах Большого Кавказа, а по южной окраине в зонах Малого Кавказа ввиду отсутствия выходов палеозойских офиолитов наличие их не предполагалось;

- процесс замыкания ПТ на раннеколлизийной стадии сопровождался в пределах остаточного бассейна ПТ поднятием осевой зоны Большого Кавказа с выступом докембрийской континентальной плиты и обособлением в J_3 окраинного моря с флишеидным комплексом, а также биполярными относительно рифтогенной (?) зоны ПТ проявлениями мезозойских вулканоплутонических поясов в Гагра-Джавской зоне Большого Кавказа (J_2 bj-bt) и в Закавказской микроплите Малого Кавказа (J_2 bj-bt и J_3-K_1) с однотипной для обоих поясов металлогенической специализацией на медно-колчеданно-полиметаллическое оруденение;

- новый этап спрединга в замкнувшемся бассейне ПТ связан с заложением Малокавказского океанического залива Мезотетиса южнее и вдоль Зангезурской рифтогенной зоны; формирование его обусловлено отрывом от шельфовой зоны Гондвана Нахчыванской микроплиты и перемещением её на север; северным обрамлением МТ служило поднятие осевой Лок-Гарабагской зоны Закавказской микроплиты с выступами (локальными) докембрийского кристаллического фундамента, а южным – Гондванский шельф Иранской плиты – Шарур-Джувльфинское поднятие Нахчыванской микроплиты;

- замыкание бассейна МТ в $K_2cm - K_2cp$ завершилось обдукцией мезозойской океанической коры – аллохтонных пластин офиолитов – на континентальные окраины бассейна и формированием Зангезурской сутурной зоны МТ;

- коллизийный этап в бассейне МТ оз-

наменовался, как и в бассейне ПТ, биполярным формированием палеогеновых (P_1-P_2) вулканоплутонических поясов, проявленных симметрично Зангезурской сутуре по обеим континентальным окраинам МТ: Памбак-Кяльбаджарского – по северной окраине и Ереван-Ордубадского – по южной, с металлогенической специализацией на медно-молибден-порфировое оруденение;

- последующий олигоцен-миоценовый период выражен преимущественно морскими и континентальными молассовыми комплексами в Куринской и Нижнеарарской впадинах.

- формирование горных систем Кавказа началось с позднего миоцена, продолжалось в мэотисе и достигло максимума в плиоцен-четвертичное время; с этим же периодом связано формирование крупных шарьяжей, наиболее четко проявленных на южном склоне Большого Кавказа; на Малом Кавказе с позднеплиоцен-четвертичным периодом связана тектоно-магматическая активизация, вызвавшая бурный андезибазальтовый вулканизм.

Анализ геодинамической схемы развития Кавказа, основанный на выявлении последовательности в распределении вулканоплутонических и офиолитовых комплексов в структурах Большого и Малого Кавказа, позволяет констатировать существование двух разновозрастных офиолитовых пластин (таблица 2):

- раннепалеозойской – неравномерно распределенной почти во всех структурах Большого Кавказа, однако без ясно выраженной причастности к единому бассейну и с неопределенной корневой зоной;

- мезозойской – достаточно четко проявленной в структурных зонах Малого Кавказа и биполярно расположенной относительно Зангезурской сутуры.

Как видно из вышеприведенного, существенным фактором геодинамической эволюции Кавказа являлся дважды проявившийся – в палеозое и мезозое – процесс заложения – замыкания океанических бассейнов ПТ и МТ. Причем в обоих случаях замыкание бассейнов, сопровождаемое обдукцией океанических кор (пластин) на континентальные окраины, соответствовало раннеколлизийной стадии развития бассейнов (таблица 1).

В проявлении двух раннеколлизийных периодов на Кавказе (J_1-K_1 и P_1-P_2) имеются черты сходства и различия;

сходства:

- в тектонических позициях – биполярное размещение вулканоплутонических и офиолитовых (установлено лишь для мезозойских) поясов в структурных зонах континентальных окраин бассейнов ПТ и МТ;

- в петрологическом составе вулканоплутонических комплексов – последовательно дифференцированные базальт-андезит-дацит-риолитовые ряды с гранитоидными интрузивами и металлогенической специализацией на медно-колчеданно-полиметаллическое и молибден-порфировое оруденения;

различия:

- в пространственной разобщенности и масштабности магматизма, значительных в мезозое и меньших – в кайнозое;

- в длительности существования бассейнов – ПТ – 340 млн.лет, а МТ – 110 млн.лет (по данным абсолютной геохронологии времени существования бассейнов).

Биполярность и сопряженность. Области биполярно проявленных Мз и Кз вулканоплутонических поясов с офиолитами линейно вытянуты и прослеживаются на значительные расстояния, превышающие сотни км. Для их бассейнов характерна однотипность в распределении структурных элементов, определяющих палеотектоническую схожесть их внутреннего строения (таблица 3).

Сходство биполярно проявленных мезозойского и кайнозойского вулканоплутонических поясов по тектонической позиции, степени дифференцированности, петрографическому составу и металлогении отражает их соответствие закономерностям, определяющим геодинамику формирования бассейнов складчатых систем.

Мезозойские вулканоплутонические комплексы Большого и Малого Кавказа, разделенные Куринской впадиной, обнаруживают биполярность относительно определенной сутурной зоны. Наличие последней для Рз офиолитов предполагается либо по останцу офиолитового выхода на Дзирульском массиве (Гамкрелидзе, 1977), либо по гравитационным максимумам вдоль линии Саатлы – Кюрдамир, Гейчай – Мингячевир и далее на северо-запад вдоль Кахетинской зоны в Грузии. В этом случае Куринская впадина более соответствует термину "грабен-рифтоген", чем "интрадуговой прогиб" (Исмаил-Заде, 1977).

Таблица 1

Геодинамические режимы и вулканогенно-осадочные комплексы Восточного Кавказа (Азербайджан)

	микропл. этапы			магматические комплексы			этапы		
				мезотетис		палеотетис			
				Нахчыванская	Закавказская	Кавказская			
N ₂ -Q	Альпийский	коллизийный	поздн.	поднятие	Вулканогенный и осадочный осадочный и вулканогенный	континентальные и морские молассы	поднятие	поздний	Коллизийный
N ₁ ² - N ₁ ¹			ороген.						
P ₃ - N ₁ ¹			ранний						
P ₁ - P ₂									
$K_2 \frac{cp - m}{cn - st}$ $cm - t$	Киммерийский	океанический	пк	карбонатный			орогенный		
al			поздний	84 млн. лет					
$K_1 \frac{ap}{nc}$		Ранний		Осадочно-вулканоген.	офиол.ИТ	вулкан. - осадочн. флишевая	ранний		
J_3			Поднятие	океан МТ	терригенная карбонатно-рифовые				
$J_2 \frac{b - bt}{a}$			осадочно-вулканогенные	~110 млн.лет	Биполярный островодужный ВПП				
J_1									
T_3		200 млн. лет			пк				
T_{1-2}		Субплатформ.	Офиолиты ПТ						
P		терригенно	терригенно						
C		-	океан	-					
D		-	ПТ	карбонатный					
			~340 млн.лет						
					карбонатный				
						с ВПП			
Pz ₁									
PRz				ПКО ААпл	542 млн. лет ЗКВ мпл	АКО ЕАпл			

ПКО ААпл – пассивная континентальная окраина Афроаравийской платформы; ЗКВ мпл – Закавказская микроплита; АКО ЕАпл – активная континентальная окраина Евразийской платформы; ВПП – вулcano-плутонический пояс.

Таблица 2

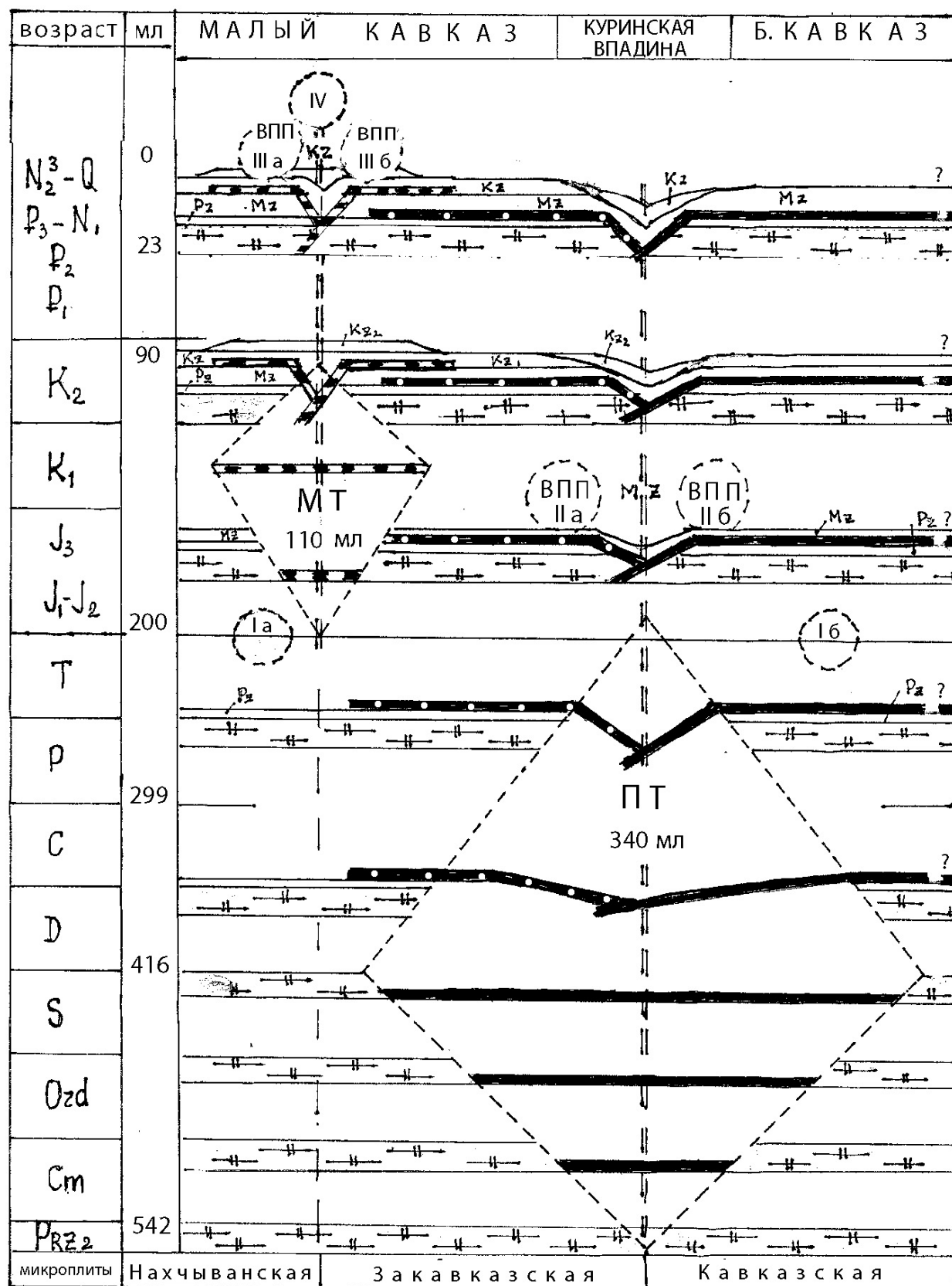


Таблица 3

Структурные элементы	океан МТ	океан ПТ
Окраины бассейнов (плиты и микроплиты)	Нахчыванская м/пл – Ю Закавказск. м/пл – С	Скифско-Туранская м/пл – С Нахчыван-Закавказская м/пл – Ю
Автохтонные комплексы офиолитов	Mz компл. Закавказской м/пл - С Mz компл. Нахчыванской м/пл - Ю	Доальпийский фундамент БК – С Доальпийский фундамент МК-Ю
Аллохтонные пластины офиолитов	Mz-Офиолиты СА зоны – С Mz – Офиолиты Веди – Ю	Pz – Офиолиты БК – С Pz – Офиол. не известны на МК
Вулкано-плутонические пояса (ВПП)	Kz Памбак-Кяльбаджарский – С Kz Ереван-Ордубадский – Ю	Mz Гагра-Джавский – С Mz Сомхито-Гафанский – Ю
Сутурный шов	Зангезурская сутура	В Куринской впадине - ?

Наличие мезозойских вулкано-плутонических комплексов на Малом и Большом Кавказе позволило исследователям (Лордкипанидзе и др., 1984) выделить две островодужные системы (северную и южную) и увязать их проявления с двумя субдукционными зонами с противоположно погружающимися под континентальные окраины океаническими пластинами – Скифской и Закавказской микроплитами. Однако последующие исследования не подтвердили эту гипотезу (Ломизе, 1987).

Офиолитовые пояса Севан-Акеринской зоны и Веди большинством исследователей, а также и нами принимаются как мезозойские аллохтонные пластины, симметрично перемещенные относительно Зангезурской сутурной зоны бассейна Мезотетиса (Книппер, 1971). Они сопряжены с двумя палеогеновыми вулкано-плутоническими поясами – Памбак-Кяльбаджарским и Ереван-Ордубадским.

Не затрагивая проблемы офиолитов Большого Кавказа, как было сказано выше, и принимая позицию об их соответствии северной ветви палеозойской океанической коры Палеотетиса, рассмотрим возможность наличия южной ветви ПТ в пределах Закавказской микроплиты, являвшейся длительное время (См – Т₃ + J₁) южной континентальной окраиной ПТ (таблица 2).

Закавказская микроплита представлена тремя структурными зонами – Лок-Гарабагской и Гафанской с комплексами мезозойского (J-K) вулкано-плутонического пояса (> 3000 м) и расположенной между ними Севан-Акеринской зоной с преимущественно меловым комплексом и аллохтонно залегающей на ней мезозойской офиолитовой пластиной. В автохтонном комплексе послед-

ней зоны принимают участие и породы вышеотмеченного мезозойского ВПП, что свидетельствует о соответствии перечисленных трех зон единой Закавказской микроплите, нередко выделяемой исследователями как единая Сомхито-Гафанская зона (Абдуллаев, 1963; Соколов, 1977; Мустафаев, 1983).

В северной Лок-Гарабагской зоне мезозойский (юрский) вулкано-плутонический пояс представлен наиболее полно в пределах Гядабейского, Дашкесанского и Мехманинского рудно-магматических узлов, где отмечаются:

в байосе – базальт-риолитовая вулкано-генная формация с плагиогранитовыми интрузивами;

в бате и киммеридже – базальт-андезит-дацит-риолитовые формации с габбро-плагиогранитовым, габбро-гранитовым и габбро-тоналитовым интрузивами (Абдуллаев, 1963).

В геологическом строении Лок-Гарабагской зоны ультраосновные породы не установлены, за исключением небольшого выхода пикритов в бассейне р.Беюк-Кашкачай (Гасанов, 1985) на Шамкирском поднятии, а также обнаруженных при бурении в ряде пунктов мезозойской вулкано-генной толщи в Дашкесанском районе – талька (Крутов, 1937) и в Джебраильском районе (ЮВ зоны) – серпентинитов (Гасанов, 1985).

Особый интерес в этом аспекте представляют габброиды интрузивов, принимаемые исследователями как первая интрузивная фаза с широким спектром фаций – габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, пироксениты. Среди них установлены также и гибридные разности, возникшие, согласно исследователям (Кашкай, 1965), в процессе воздействия второй гранитоидной фазы на первую

габброидную. Однако необходимо отметить, что фрагменты пород габброидной фазы, установленные в краевых и центральных частях этих интрузивов, отмечаются также и самостоятельно среди вмещающих вулканитов киммериджского возраста, т.е. вне контактов с гранитоидами в виде разрозненных глыб размерами 0,3 – 2,5 м, нередко блоков площадью 0,25-0,36 км² и более.

Для габброидного выхода на г. Пирсултан, размером 2,5 км², по автору, "Пирсултанский интрузив, является сателлитом первой фазы Дашкесанской интрузивной формации, представленным различными типами габбро – габбро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами, среди которых имеются гибридные разновидности" (Кашкай, 1965). Выход данного комплекса прослеживается по южному борту Дашкесанского интрузива, сложенного кварцевыми диоритами-гранодиоритами. Для пород выхода характерна смятость, линзовидная отдельность, рассланцеванность, а в некоторых участках отмечается значительное количество кварц-карбонатных образований.

Габброидные фации слагают нижнюю часть выхода г. Пирсултан, непосредственно прилегающую к Дашкесанскому интрузиву. Они состоят из альбита, анортита, ромбического и моноклинного пироксенов, амфибола, биотита, хлорита, пренита, карбоната и кварца, в качестве акцессорных минералов встречаются ильменит, титаномagnetит, апатит.

В петрографическом составе и по данным рентгенфазового анализа породы верхней кромки выходов соответствуют кварц-карбонатно-тальковым и тремолит-тальковым, амфибол-пренитовым породам. В образцах отмечаются почерненные по периферии зерна, превращенные по трещинкам в черное непрозрачное вещество, по структурным формам напоминающее хромшпинелиды, что подтверждается данными рентгенфазового анализа. В краевых частях Дашкесанского интрузива по поперечным нарушениям отмечаются выжатые тела мощностью до 1 м, представленные светло-зеленого цвета амфибол-тальком волокнисто-шестоватой текстуры.

Важное значение в формировании этих пород имеют процессы преобразования, сходные с габброизацией гипербазитов, в результате чего широко распространены габброиды,

представленные многообразными текстурными, структурными и минеральными разновидностями. Габброизация в данном случае – это совокупность взаимосвязанных процессов пироксенизации, фельдшпатизации, дегидратации и перекристаллизации.

Петрографические исследования офиолитов на Большом Кавказе показывают что амфибол-пренитовые и тальк-альбит-амфиболовые образования являются благоприятными продуктами изменения серпентинитов при развитии метасоматических процессов вдоль контактов и краевых тектонических зон (Каденский, 1950).

Вышеприведенные данные о метасоматических ассоциациях и габброизированных гипербазитах позволяют считать габброиды мезозойских гранитоидных интрузивов Сомхито-Гафанской зоны не интрузивной фазой, а габброизированными фрагментами гипербазитов, которые совместно с выжатыми метасоматическими ассоциациями указывают на возможное наличие под вулканогенным комплексом гипербазитовой пластины (Исмаил-Заде, 2006).

В обосновании наличия гипербазитов в данной зоне немаловажное значение имеет набор геохимических элементов, характерных для пород мезозойских островодужных комплексов этой зоны.

Особенности химизма среднеюрских и позднеюрско-раннемеловых комплексов Сомхито-Гафанской зоны, представленных преимущественно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серией, позволяют относить их к сериям, формировавшимся в палеоостроводужной обстановке (Абдуллаев, 1963; Мустафаев, 1983).

Проведенные Ю.В.Карякиным (1989) на основе факторного и кластерного анализов сравнения петрохимических характеристик юрских вулканических комплексов этой зоны Малого Кавказа с тектонотипами современных геодинамических обстановок позволили установить соответствие их областям развития островных дуг, в фундаменте которых присутствует геофизический "гранитный" слой, т.е. формирующихся на континентальной коре.

Установленные для мезозойских вулканитов Сомхито-Гафанской зоны вариации химизма базальтов – от толеитовых до известково-щелочных разностей в различных частях

Лок-Гарабагской зоны (Шамкирской, Дашкесанской, Гарабагской) исследователями увязываются с локальными неоднородностями строения её фундамента, т.е. петрохимический состав островодужных базальтов этой части зоны обнаруживает тесную связь с особенностями глубинного строения данной островной дуги в период активной вулканической деятельности (Карякин, 1989).

Необходимо отметить, что представленные комплексы островодужных систем, принятые для сравнения как тектонотипы, являются комплексами субдукционных процессов. В петрогеохимическом составе кислых и средних их дифференциатов должны содержаться легкоплавкие сиалические компоненты, показывающие существенную роль в этом процессе вещества континентальной коры. Исследуемые же породы среднеюрских интрузивов Малого Кавказа, в частности плагиограниты и лейкограниты, по геохимической специализации характеризуются крайней деплетированностью элементами, характерными для кислой магмы – Mo, Sn, Pb, Zn, а гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты и диориты позднеюрских интрузивов при низких значениях содержаний этих элементов отличаются значительным возрастанием элементов основной-ультраосновной магмы – Co, Ni, V, Cr, Cu. Подобное соотношение отражает своеобразный генезис магматического расплава, отвечающего по составу контаминированной базальтовым материалом дифференцированной сиалической магме. Специфика расплава отразилась и на металлогенической специфике региона – серно-колчеданное, медно-колчеданное, железорудно-кобальтовое, медно-колчеданно-полиметаллическое, медно-мышьковое оруденения при отсутствии рудопроявлений редких и литофильных элементов (Мустафаев, 1974, 1977).

Подобное явление, а именно, преобладающее участие в составе вулканоплутонической ассоциации кислых фаций магматитов со значительным содержанием элементов, свойственных основной магме, и деплетированное значение в последних элементов кислой магмы можно объяснить лишь гибридным генезисом магмы с участием в магмагенезе двух контрастных по составу магм – ультракислой и ультраосновной. В данном случае – это воздействие выплавленной ки-

слой магмы на аллохтонно залегающую на континентальной коре ультраосновную пластину (Исмаил-Заде, 2006).

Процесс воздействия ультракислой магмы на гипербазитовую аллохтонную пластину был наиболее интенсивным в её нижних частях, соответственно уменьшаясь к верхней кромке. Исходная ультракислая магма – плагиограниты и лейкограниты, возможно, первоначально слабо контаминированной породами гипербазитовой пластины, характеризовалась слабым фоновым содержанием элементов, свойственных кислой магме; последующее же взаимодействие с ультраосновной пластиной, сопровождаемое дифференциацией магматического расплава, с формированием адаметеллитов, тоналитов и гранодиоритов, способствовало значительному возрастанию геохимического фона элементов, характерных для расплава ультраосновного состава.

Возникший гибризм достиг максимума при формировании диоритовых фаций, ныне принимающих участие в сложении почти всех интрузивов данной зоны. Габброизированные разности гипербазитов лишь в самой верхней кромке пластины сохраняют следы исходной гипербазитовой породы – скелетные формы оливинов и хромитов с комплексом вторичных минералов – брусита, талька, пренита, хлорита.

Петрографическими признаками гибризма является наличие последовательного изменения соотношений сиалических и мафических минералов в эволюционном ряду: норит – габбро-норит – габбро – габбро-диорит – диорит – кварцевый диорит-гранодиорит – плагиогранит – лейкогранит. Соотношение породообразующих компонентов двух взаимодействующих контрастных по составу серий достаточно четко прослеживается на диаграмме A-S, составленной по составам пород этой зоны (рис. 2), на которой устанавливаются два эволюционных тренда. В минералогических составах намечается переход от кварц-плагиоклазовой (олигоклаз-андезин) ассоциации в лейкогранитах к плагиоклаз (андезин-лабрадор) – пироксен – роговообманковой в диоритах первого тренда и далее к плагиоклаз (лабрадор-битовнит) – пироксен-оливиновой в габбро-норитах и, наконец, к оливин-пироксеновой – в пикритах второго тренда (Исмаил-Заде, 2006).

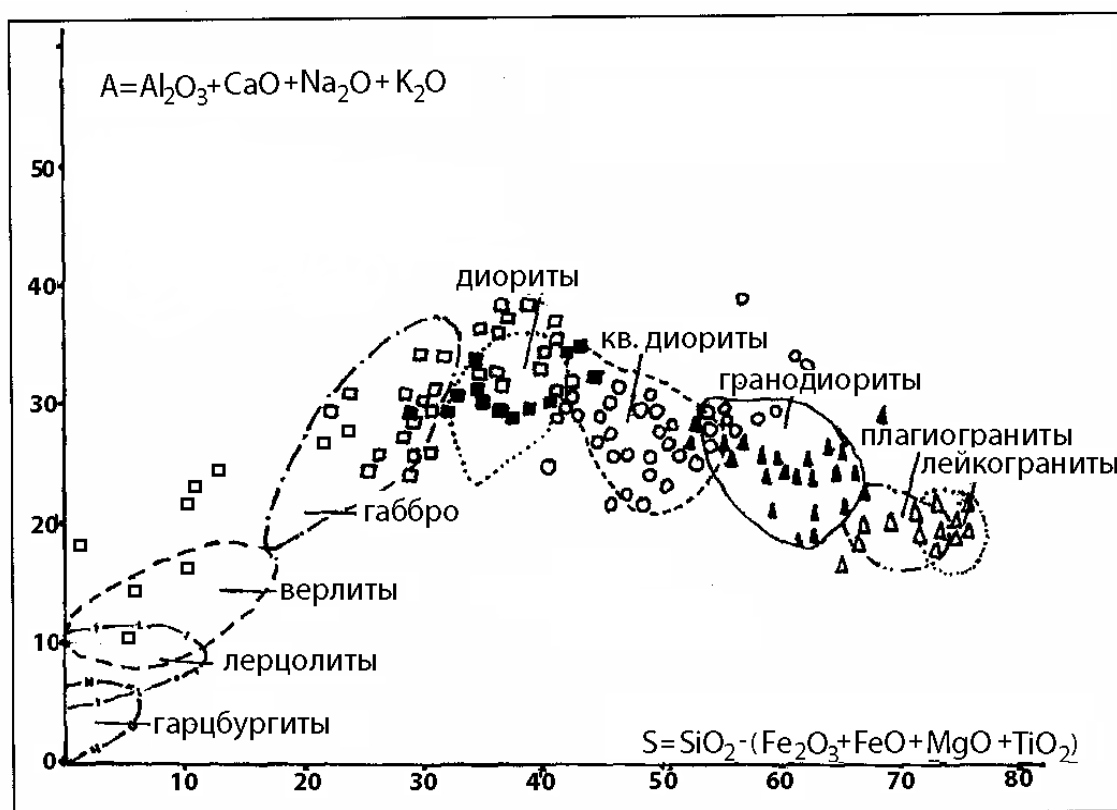


Рис. 2. Положение Мз гранитоидных интрузивов Малого Кавказа в полях статистического распределения химических составов главных типов пород.

Полученный вывод о гибридном генезисе магматического расплава с учетом геохимических особенностей островодужных вулканитов обдукционного типа обосновывает признание шарьирования палеозойской океанической аллохтонной пластины – океанической коры ПТ – на обе континентальные окраины (известной на северной и предполагаемой на южной) в процессе замыкания бассейна, начавшегося в позднем карбоне.

Сущность сопряженности вулcano-плутонических и офиолитовых поясов на Кавказе связана с механизмом этого процесса – погружение в мантию континентальной коры под тяжестью аллохтонной насыщенной водой серпентинизированной гипербазитовой пластины, плавление и образование очагов кислых магматических расплавов. Последние, поднимаясь вверх, взаимодействовали с аллохтонной ультраосновной пластиной, что способствовало формированию гибридной магмы с вышеотмеченным соотношением элементов, возможным лишь при взаимодей-

ствии контрастных по составу магм. Именно гибридный характер магматизма мезозойского, кайнозойского периодов на Кавказе, возникший при воздействии кислой магмы на ультраосновную пластину, способствовал созданию обдукционного типа островодужных вулcano-плутонических поясов с мафическим профилем металлогенической специализации.

Обсуждение. Установленная на Кавказе биполярная сопряженность вулcano-плутонических поясов: мезозойских (Гагра-Джавский БК и Сомхито-Гафанский МК) и кайнозойских (Памбак-Кяльбаджарский и Ереван-Ордубадский МК) с офиолитовыми поясами: раннепалеозойским (Главный и Передовой хребты, Бечасынская зона БК и предполагаемый в Сомхито-Гафанской зоне МК) и раннемезозойским (Севан-Акеринская и Ереван-Ордубадская Вединская зона МК) соответствует двум коллизионным этапам формирования бассейнов Палеотетиса и Мезотетиса на Кавказе (рис. 3).

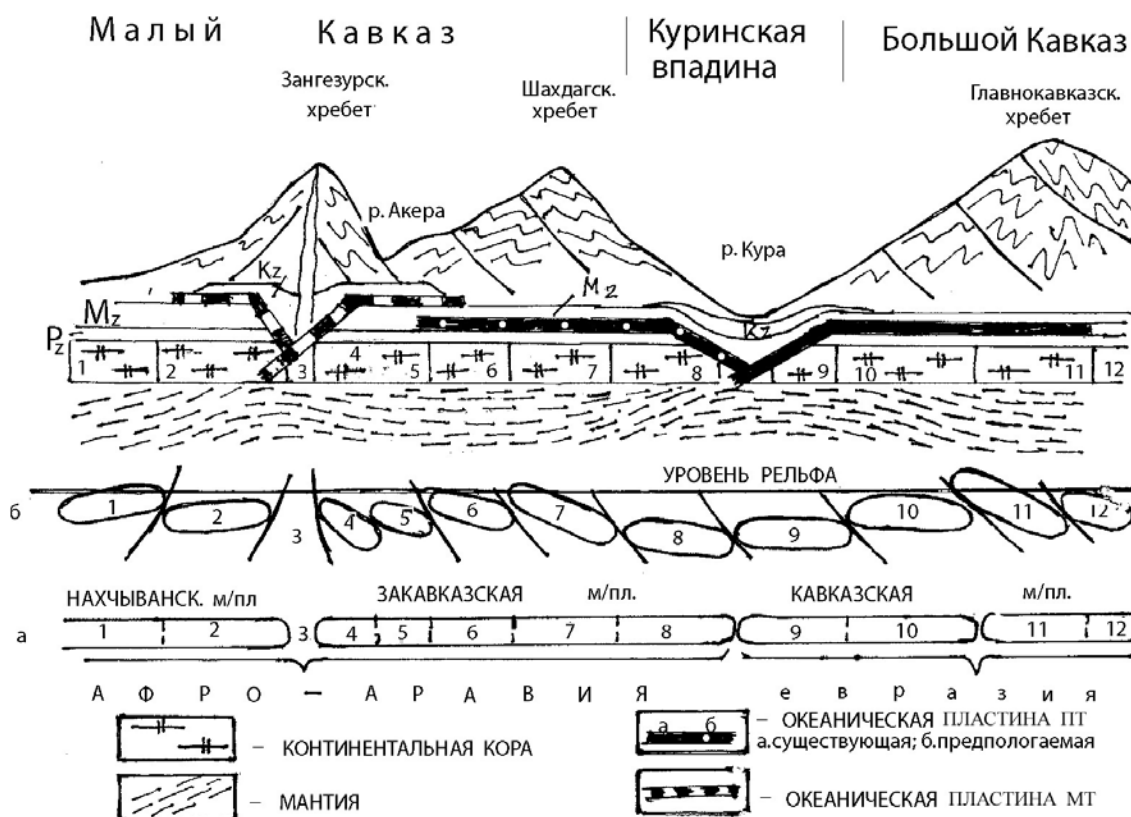


Рис. 3. Схема расположения офиолитовых поясов Pz и Mz в системе Большого и Малого Кавказа (без учета глыбово-блоковых перемещений и складчатости)

Доальпийский фундамент:

а - в докембри; б - в позднем плиоцене-квартере

Структурные блоки:

1 – Шарур-Джультинский; 2 – Ордубадский; 3 – Зангезурский; 4 – Гафанский; 5 – Гочасский; 6 – Севан-Акеринский; 7 – Лок-Гарабагский (4, 5, 6, 7 – Сомхито-Гафанская зона); 8, 9 – Куринский; 10 – Южного склона Б. Кавказа; 11 – Главнокавказский; 12 – Передового хребта

Ныне офиолитовые пояса биполярно сохранились на вздернутых обрамлениях континентальных окраин (раннепалеозойская не обнажена на южной окраине бассейна ПТ на Малом Кавказе), а вулcano-плутонические пояса размещены биполярно в пространствах между ними относительно сутурных зон: для ПТ – предполагаемой в Куринской впадине (?), а для МТ – Зангезурской.

В обоих бассейнах процесс замыкания характеризовался однотипностью проявления, выраженной обдукцией океанической коры на континентальные окраины – проседанием последних в мантию под тяжестью аллохтонных (серпентинизированных гипербазитов) пластин – плавлением и образованием палингенной сиалической магмы – подъемом магматического расплава с проявлением ассимиляции, кон-

таминации и дифференциации – взаимодействием вышележащей гипербазитовой пластины с магмой контрастного состава – образованием гибридной магмы – вещества мезозойских и кайнозойских вулcano-плутонических поясов.

Разница в проявлении вулcano-плутонических поясов заключается лишь в более длительном существовании океанического бассейна ПТ (340 млн.лет) по сравнению с океаническим заливом МТ (110 млн.лет); более масштабном проявлении магматизма и металлогении в бассейне ПТ по сравнению с МТ; толеитовом и известково-щелочном составе ВПП ПТ по сравнению с известково-щелочным и субщелочным комплексом ВПП МТ. Вулcano-плутонические пояса в обоих бассейнах представлены остро-водужными комплексами не субдукционного,

а обдукционного генезиса. Отличия их выражаются в преобладании в составе кислых, интрузивных фаций геохимического набора элементов, более характерных для ультраосновной магмы, чем кислой, что связано с существенной ролью участия гипербазитовой пластины в формировании гибридной магмы.

Процесс гибридизма хорошо прослеживается в породах мезозойского ВПП Лок-Гарабагской зоны, особенно в фациях различных фаз интрузивных пород. Соответствие габброидов мезозойских интрузивов не интрузивной фазе, а габброизированным гипербазитам, а также геологические данные – выходы пикритов среди мезозойских вулканитов, обнаружение талька и серпентинитов под мезозойским вулканогенным комплексом в скважинах Лок-Гарабагской зоны; геофизические данные по наличию на небольших глубинах зоны отраженных поверхностей с $V_p = 6,0-6,8$ км/сек, $V_r = 7,8-8,0$ км/сек, соответствующих океанической коре и их серпентинизированным разностям (Мамед-Заде и др., 1974; Шихалибейли и др., 1994) и установление в Предмалокавказском прогибе по сейсмическим данным высокоскоростных погребенных линзообразных тел с $V_p = 7,8-8,0$ км/сек (Баранова и др., 1980), вероятно, соответствующих ультраосновным образованиям (замечание автора), позволяют предположить наличие в этой зоне необнаженной аллохтонной гипербазитовой пластины между доальпийским кристаллическим фундаментом и мезозойским вулканогенным комплексом. Данная пластина в этом случае должна соответствовать раннепалеозойской океанической коре ПТ, обдукционной в конце карбона в процессе замыкания бассейна ПТ как на северную окраину ПТ БК, так и на южную окраину бассейна ПТ, приходящуюся на Закавказскую микроплиту МК.

Согласно приведенной схеме (табл. 2, рис. 3), в Севан-Акеринской зоне кроме известных мезозойских офиолитов предполагается наличие под мезозойским вулканогенным комплексом более древних (раннепалеозойских ?) офиолитов. Последним, по нашему мнению, могут соответствовать офиолиты, выступающие в этой зоне в тектоническом "окне" из-под известняков кампана в Аджариской брахиантиклинальной структуре, описанные в

литературе как мезозойские (Книппер, 1971; Кашкай и др., 1973). Отличительные от офиолитов прилегающих структур этой зоны их особенности, выражающиеся в сочетании нацело преобразованных в серпентиниты гипербазитов (лизардит-хризотил-антигорит, оталькованные разности) с метаморфизованными в альпийскую стадию тектогенеза ($K/Ar = 150-160$ млн.лет – возраст метаморфизма) докембрийскими метаморфическими породами доальпийского фундамента (эпидот-хлоритовые, хлорит-мусковит-кварцевые сланцы) позволяют считать их образованиями более древнего (раннепалеозойского) возраста (?).

Аналогичная картина проявления мезозойского магматизма может быть предложена и для Гагра-Джавской зоны Южного склона Большого Кавказа, где «... в байосском веке образовалась дифференцированная известково-щелочная базальт-андезит-риолитовая» (мощность до 3 км) вулканогенная серия, а «... в бате сформировались многофазные гипабиссальные интрузивы с габбровой и последующими кислыми фациями». По данным исследователей региона, «... вся вулканогенная часть и габброиды интрузивной части ассоциации являются мантийными производными, а кислые фации – выплавками сиалической коры». В целом же они отражают «... непрерывный эндогенный процесс, давший среднеюрскую вулканоплутоническую ассоциацию», хотя «... до сих пор не вскрыт характер связи между ними» (Дудаури и др., 2004). С учетом предлагаемой авторами обобщенной модели развития среднеюрского интрузивного магматизма в последовательности – «дифференциаты основной магмы (перидотиты, пироксениты, реже анортозиты) – габбро оливковое или обыкновенное – диориты – гранитпорфиры – аляскиты – аплиты и пегматиты», необходимо отметить немаловажную роль в формировании интрузивов отмечаемых фаций ультраосновных пород. Последние не могут представлять собой дифференциаты основной магмы даже как рститы или кумулаты ввиду невозможного проявления дифференцированного ряда перидотит-пироксенит-анортозит-габбро в гипабиссальных условиях кристаллизации интрузивов.

Все вышеприведенное позволяет и в данном случае предположить возможность

соответствия габброидов не интрузивным фазам, а ксенофрагментам габброизированных гипербазитов, а также гибридный характер мезозойского магматизма с участием в этом процессе гипербазитовой аллохтонной пластины, располагающейся непосредственно между кристаллическим фундаментом (в результате обдукции в процессе замыкания ПТ в конце карбона) и мезозойским вулканогенным комплексом.

В случае подтверждения этой модели может быть установлена преобладающая роль обдукционных процессов в формировании мезозойского и кайнозойского магматизма на Кавказе и существенность процессов гибридизма в проявлении петрологии и металлогении альпийского магматизма Кавказа.

В Куринской межгорной впадине мезозойский комплекс в вулканогенной фации вскрыт несколькими скважинами, а максимально – в Саатлах в скв. СГ – 1 в интервале 3540-8324 м (забой). Однако рассмотрение этих вопросов здесь затруднено из-за интенсивности постмагматических процессов и, в большей степени, осложненности региона пологими надвигами.

Выводы:

1. Установлена сопряженность мезозойских и кайнозойских вулканоплутонических поясов с офиолитовыми поясами на Кавказе; механизм этого процесса связан с погружением в мантию континентальной коры под тяжестью обдукционной офиолитовой пластины, плавлением, образованием кислой магмы, взаимодействием ее с ультраосновной аллохтонной пластиной и образованием гибридной магмы, сформировавшей островодужный ВПП.
2. Установлена биполярность в размещении сопряженных Mz и Kz вулканоплутонических и офиолитовых поясов, отражающая закономерную связь их с сутурными зонами палеоокеанов ПТ и МТ.
3. Установлено соответствие островодужных ВПП не субдукционным, а обдукционным образованиям, согласно мафическому профилю геохимических параметров.
4. Установление мафического профиля обдукционных мезозойских островодужных

ВПП в купе с геологическими, геофизическими и петрологическими данными позволило предположить наличие на Большом и Малом Кавказе между мезозойским ВПП и доальпийским фундаментом необнаженной раннепалеозойской гипербазитовой аллохтонной пластины, сыгравшей существенную роль в формировании гибридной магмы, определившей особенности альпийской петрологии и металлогении Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

- АБДУЛЛАЕВ, Р.Н. 1963. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. АН Азерб. ССР. Баку. 228.
- АДАМИЯ, Ш.А., АСАНИДЗЕ, Б.З., ПЕЧЕРСКИЙ, Д.М. 1982. Геодинамика Кавказа. В кн.: *Проблемы геодинамики Кавказа*, Наука, Москва, 13-21.
- БАРАНОВА, Е.Н., КРАСНОПЕВЦЕВА, Г.В., ПАВЛЕНКОВА, Н.И. 1988. Повторная интерпретация сейсмического профиля Сухуми-Масаллы (ГСЗ – 13). В кн.: *Сейсмическая модель литосферы основных структур территории СССР*, Наука, Москва, 184.
- БАРАНОВ, Г.И., ГРЕКОВ, И.И. 1980. Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа. В кн.: *Тектоника Средиземноморского пояса*, Наука, Москва, 162-171.
- БАРАНОВ, Г.И., ГРЕКОВ, И.И. 1982. Геодинамическая модель Большого Кавказа. Наука. Москва. 42-57.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, И.П. 1977. Тектоническая развитие Альпийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. *Геотектоника*, 3.
- ГАСАНОВ, Т.Аб. 1985. Офиолиты Малого Кавказа. Недра. Москва. 240.
- ДУДАУРИ, О.З., ТОГОНИДЗЕ, М.Г., ВАШАКИДЗЕ, Г.Т., ЛОРДКИПАНИДЗЕ, М.Б. 2004. Среднеюрская вулканоплутоническая ассоциация Южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии). *Тр. ИГ АН Грузии*. Тбилиси, 424-432.
- ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д. 1990. Эволюция кайнозойского базитового вулканизма Малого Кавказа. Автор. докт. дисс. Баку. С. 52.
- ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д. 2006. Петрологическая интерпретация процесса гибридизма в мезозойских гранитоидных интрузива Малого Кавказа. *Изв.НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 2, 9-19.
- ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д. 1997. Грабен-рифтогенная природа Куринской впадины и закономерности размещения в ней месторождений. В кн.: *Неотектоника и нефтегазоносность*. Баку.
- КАШКАЙ, М.А. 1965. Петрология и металлогения Дашкесана. Недра. Москва. 888.
- КАШКАЙ, М.А., АЛЛАХВЕРДИЕВ Ш.И. 1973. Аджарисская брахиантиклиналь в структуре Малого Кавказа. *Элм. Баку*. 95.
- КАДЕНСКИЙ, А.А. 1950. Магматическая геология Передового хребта северо-западного Кавказа. Изд. АН

- СССР. Москва-Ленинград. 108-202.
- КАРЯКИН, Ю.В. 1989. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. *Тр. ГИН АН СССР*. Наука. Москва. 438.
- КНИППЕР, А.Л. 1971. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. *Геотектоника*, 8.
- КРУТОВ, Г.А. 1937. Минералогия и генезис кобальтового оруденения в Дашкесанском контактово-метасоматическом месторождении. *Тр. Моск. геол.-разв. ин-та*, X.
- ЛОМИЗЕ, М.Г. 1987. Региональные и глобальные события в развитии Кавказской геосинклинали. В кн.: *Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа*. Наука, Москва.
- ЛОРДКИПАНИДЗЕ, М.Б., АДАМИЯ, Ш.А., АСАНИДЗЕ, З.Б. 1984. Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа). В сборнике докладов 27 Международного геологического конгресса: *Землетрясения и предупреждение стихийных бедствий. Коллоквиум 03*. Наука. Москва. 72-83.
- МАМЕД-ЗАДЕ, А.Ш., АБДУЛЛАЕВ, Р.Н., БАЙРАМОВ, А.А. 1974. О закономерностях размещения гранитоидных интрузивов СВ части Малого Кавказа в свете новых геофизических данных. *Изв. АН Аз. ССР, сер. Науки о Земле*, 2, 66-71.
- МОССАКОВСКИЙ, А.А. 1975. Орогенные структуры и вулканизм палеозой Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. Наука. Москва. 320.
- МУСТАФАЕВ, Г.В. 1974. О гибридизме магм мезозойских интрузивов Малого Кавказа и фемическом профиле эндогенного оруденения. В кн.: *Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли*. Наука, Москва, 25-27.
- МУСТАФАЕВ, Г.В. 1977. Мезозойские гранитоидные формации Азербайджана и особенности их металлогении Элм. Баку. 234.
- МУСТАФАЕВ, М.А. 1983. Фациальный анализ верхнеюрских вулканогенных образований Сомхито-Агдамской зоны Малого Кавказа. *Изв. АН Аз. ССР, сер. наук о Земле*, 2.
- ПЛОШКО, В.В. 1977. Формационный тип альпинотипных гипербазитов (на примере Юго-Восточно-Европейской платформы, Кавказа и Карпат). В кн.: *Магматические формации Кавказа и Юго-Восточно-Европейской платформы*. Недра, Москва, 214-253.
- СОКОЛОВ, С.Д. 1977. Олигостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. Наука. Москва.
- РУСТАМОВ, М.И. 2001. Палеотектоника и геодинамика Палеотетиса Каспийско-Кавказского региона. *Тр. ИГ НАНА*, 29, 136-147.
- ХАИН, В.Е. 1975. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа – опыт геодинамической интерпретации. *Геотектоника*, 1.
- ХАИН, Е.В. 1979. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. *Геотектоника*, 4, 63-80.
- ХАИН, Е.В. 1981. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. Автор. дисс. канд. геол.-мин. наук. ГИН АН СССР. Москва. 30.
- ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш., АХУНДОВ, А.В. 1994. О положении доальпийского фундамента. В кн.: *Геология и полезные ископаемые Нагорного Карабаха Азербайджана*. Элм, Баку, 103-113.