



Марлен Сатиан

# Рифты и офиолиты мезозоя Малого Кавказа

Литолого-формационный анализ



**Palmarium**  
academic publishing

Марлен Сатиан

Рифты и офиолиты мезозоя Малого Кавказа



Марлен Сатиан

**Рифты и офиолиты мезозоя  
Малого Кавказа**

**Литолого-формационный анализ**

18831

Palmarium Academic Publishing



## **Impressum / Выходные данные**

Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek: Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

Alle in diesem Buch genannten Marken und Produktnamen unterliegen warenzeichen-, marken- oder patentrechtlichem Schutz bzw. sind Warenzeichen oder eingetragene Warenzeichen der jeweiligen Inhaber. Die Wiedergabe von Marken, Produktnamen, Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen u.s.w. in diesem Werk berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, dass solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutzgesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

Библиографическая информация, изданная Немецкой Национальной Библиотекой. Немецкая Национальная Библиотека включает данную публикацию в Немецкий Книжный Каталог; с подробными библиографическими данными можно ознакомиться в Интернете по адресу <http://dnb.d-nb.de>.

Любые названия марок и брендов, упомянутые в этой книге, принадлежат торговой марке, бренду или запатентованы и являются брендами соответствующих правообладателей. Использование названий брендов, названий товаров, торговых марок, описаний товаров, общих имён, и т.д. даже без точного упоминания в этой работе не является основанием того, что данные названия можно считать незарегистрированными под каким-либо брендом и не защищены законом о брендах и их можно использовать всем без ограничений.

Coverbild / Изображение на обложке предоставлено: [www.ingimage.com](http://www.ingimage.com)

Verlag / Издатель:

Palmarium Academic Publishing

ist ein Imprint der / является торговой маркой

OmniScriptum GmbH & Co. KG

Heinrich-Böcking-Str. 6-8, 66121 Saarbrücken, Deutschland / Германия

Email / электронная почта: [info@palmarium-publishing.ru](mailto:info@palmarium-publishing.ru)

Herstellung: siehe letzte Seite /

Напечатано: см. последнюю страницу

ISBN: 978-3-639-73253-5

Copyright / АВТОРСКОЕ ПРАВО © 2015 OmniScriptum GmbH & Co. KG

Alle Rechte vorbehalten. / Все права защищены. Saarbrücken 2015

# СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	6
Глава 1. О терминологии .....	9
Глава 2.Геологическое строение коры (общие сведения) ...	12
2.1 Глубинные разломы и сегменты зон рифтогенеза(12). 2.2 Крупные сдвиги и кольцевые структуры (15). 2.3 О глубинном строении - геофизическая характеристика (19). 2.4 Зоны промежуточной континентальной коры(23). 2.5 Деформации офиолитовых зон (24 ). 2.6 Тектонический меланж(27 ). 2.7 О сейсмоактивности(30 ). 2.8 К геохронологии рифтогенеза (32 ).	
Глава 3.Геологическое строение зон рифтогенеза.....	35
А. Сегменты зон рифтогенеза .....	35
3.1 Зона Севан-Акера (36) .Сегмент Севанский хр.(36 ), блок Джил-Саринар(36),поперечный трог Авазан(41 ), блок Арпунк-Сотк (43 ), сегмент Тертер-Акера(45 ),сегментАмасия-хр.Базум(48 ).	
3.2 Зона Зангезур-Ширак(53).Сегмент Зангезур (53 ), сегмент Севан -вдоль оси озера (57 ), сегмент верховье р.р. Раздан-Ахурян(61 ).	
3.3 Зона Приараксья (62) . Сегмент центральный,басс.р. Веди(62), сегмент западный ,низовье р.р. Ахурян и Раздан (71 ), сегменты :басс.р. Арпа и впадина Нахичеван(72 ).	
Б. Вулканогенно-осадочные формации стадий рифтогенеза...74	
3.4 Формации ранней стадии (74).3.5 Формации главной стадии (офиолитовых трогов)(77).3.6 Формации заключительной стадии и обобщение(79).	
Глава 4. Породы-индикаторы стадий рифтогенеза.....	85
А.Породы преофиолитовых стадий.....	85
4.1 Щелочные лампрофиры (85).4.2 Карбонатиты (94).	

Магнезиокарбонатиты(95).Кальциокарбонатиты (102) . Кальцио-магнезиокарбонатиты(105). .Феррокарбонатиты(105). 4.3 Базальты (108).4.4 Пикриты (109).

Б.Породы главной (офиолитовой) и заключительной стадий.....113

. 4.5 Базальты (113).4.6 Радиолариты и другие силициты (124). 4.7 Металлоносные силициты(127). 4.8 Офиолитокласты(137). 4.9 Субвулканически андезиты (140) .

4.10 К геохимии вулканизма континентальных рифтов и офиолитовых трогов.....142

4.11 О габбро-гипербазитовом комплексе офиолитовых трогов...148

4.12 Катагенез и метаморфизм пород.....151

Глава5.Гипотезы офиолитогенеза .....153

Главаб. Тектоническое районировани .....155

ЗАКЛЮЧЕНИЕ..... 158

Библиография..... 160

## Предисловие

Генезис и структурная позиция внутриконтинентальных офиолитов - одна из сложных проблем современной геологии. Сложность её в разнообразии взаимодействия мантии и коры - расклинивании, переноса в кору вещества мантии, воздействия магматических расплавов, флюидов. Эндогенные силы сочетаются с ротационными и космическими (так называемыми *внешними* силами). Немалая часть их, если не большинство, остается в области предположений и догадок. Помимо того, проблема в основных чертах вне применения принципа



актуализма, имея в виду эволюцию породообразования во времени, хотя некоторые экзогенные процессы и сопоставимы с современными процессами. Особый раздел составляют вопросы литологии офиолитовой ассоциации, а также стратифицированных формаций предшествующих и последующих этапов развития коры. Специальных исследований в этой области гораздо меньше. Автор неоднократно обращался к этой теме, и с появлением новых результатов посчитал целесообразным вновь обсудить вопросы литолого-формационной типизации мезозоя офиолитовых зон Малого Кавказа. Офиолиты на Малом Кавказе были обнаружены в басс. р. Тертер [Абих, 1873, 1902г.]. На севере Малого Кавказа поясовое развитие офиолитов (зона Севан-Акера) выяснено в 30-е годы прошлого века [И.В.Барканов, А.С.Гинзберг, В.Н.Котляр, К.Н.Паффенгольд, В.П.Ренгартен, М.А.Кашкай и др.]. На юге Малого Кавказа в долине р. Веди П.Боннэ [Bonnet, 1902-1904] наметил геологический контур «офитов» (карта издана в Париже в 1924г). С изучением стратиграфии мезозоя в басс. р. Веди в 50-60-е годы были выявлены выходы ультрамафитов и спилитов [В.Т.Акопян, Р.А.Аракелян, В.Л.Егоян, К.Н.Паффенгольд, В.П.Ренгартен, М.А.Сатян и др.]. На юго-западе региона при поисках нефти и газа глубокими скважинами в 60-70-е годы вскрыты вулканические толщи и габбро-гипербазитовый комплекс. Проводилось сейсмопрофилирование коры [Г.В.Егоркина, И.Б.Осипова и др.], гравиметрия и магнитометрия, изучалось глубинное тепло [Ц.Г.Акопян, Ш.С.Оганесян, Р.Т.Мириджанян и др.]. Проводилось объемное и дистанционное геокартирование (Г.А.Туманян, А.С.Караханян, С.В.Мартirosян и др.). В итоге обосновано зональное размещение офиолитов в Приараксье, в Зангезуре с продолжением к басс. оз. Севан и к Ширакскому хр. [Сатян и др., 1968, Асланян, Сатян, 1977]. Результаты исследования

обсуждались по советско-французскому проекту «Тетис» в 1981-1984г.г.,на 27-м Международном геологическом конгрессе (Москва,1984г), на семинарах по геодинамике Кавказа (Тбилиси,1976, 1980, Севан,1986), на X Всесоюзном литологическом совещании (г. Дилижан, Армения,1988г),в виде тезисов и сокращенных докладов - на последующих совещаниях на Урале в Москве и др. (2000-2013 г.г.).

С признательностью вспоминается обсуждение геологии офиолитовых зон с А.Т.Асланяном и с коллегами отдела региональной геологии и литологии и других подразделений ИГН. Изучению минералогии и геохимии пород содействовали Л.П.Плюснина (ИЭМ, Моск. обл.), Ю.С.Генштафт (ИФЗ, М) , В.Н.Холодов (ГИН, М), Г. Курат и Г.Коллманн (Музей истории природы, Вена].

Автор выражает благодарность рецензентам: доктору геолого-минералогических наук, профессору В.С.Попову, кандидату геолого-минералогических наук, доценту Е.А.Успенской, МГРИ-РГГР.

В подготовке книги к изданию помогли Ж.О.Степанян, Л.Г.Саакян и М.В.Дохолян.

## Глава 1. О терминологии

Терминология остается одним из слабых звеньев в геологии. Неоднозначность терминов глубинных и внешних процессов литосферы, офиолитовой ассоциации исходит из своеобразия геологии различных областей Тетиса, Старого и Нового Света и истории изучения [Колман,1979]. Усложняется терминология с внедрением новых идей: унаследованных от геосинклинальной теории, новообразованных с становлением *тектоники литосферных плит, плюм – тектоники*, зарождающейся *глубинной геодинамики*. В офиолитогенезе сочетаются и экзогенные, и эндогенные факторы развития литосферы вплоть до границы с внешним ядром. Несмотря на достижения по проблеме, в аргументации немало предположительного и догадок. Генезис и структурное положение офиолитов Малого Кавказа обсуждалось с позиций и тектоники плит, и униформистской схемы шарьирования коры океанов на края континентов, а также схемы ограниченного рассеянного рифтогенеза континентальной коры, о которой пойдет речь далее. Поясним термины, используемые при изложении результатов исследований.

*Офиолитовая ассоциация*. Ассоциация включает породы от мантийных до коровых (ультрабазиты, офиолитовые габбро, базальты, силициты и микритовые известняки). Видимо, впервые А. Броньяром в 1813г, затем Р.Штейнманном в 1906, 1927 г.г. (триада Штейнманна) дано определение термина. Упорядочение терминов *офиолиты, офиолитовая ассоциация* [Колман,1979, и др.] обсуждалось на двух Пенроузских конференциях, на совещаниях в Москве и в Париже, на Кипре и др.

Иерархия термина выше уровня понятий *семейство пород, формации*. Одним из достижений за последние десятилетия -выявление разнообразия строения и состава офиолитовой ассоциации Мезотетиса, соответственно и тектонических обстановок возникновения [Книппер и др.,2001,Кузнецов и др.,1988,Асланян и др.,1987,Сатиан,1984,1991]. Сокращенно термин *-офиолиты* нередко применим в региональной геологии и должен обозначать с оговорками полевое сообщество габбро- гипербазитового комплекса и относительно глубоководных вулканогенно(базальтово)-осадочных толщ позднего палеозоя и мезозоя региона.

*«Океанская» кора.* Кора внутриконтинентальных офиолитовых трогов мезозоя региона по рядам геологических формаций и по мощности отличается от коры современных океанов. Используемый термин *«океанская кора»* в кавычках обозначает главную стадию (поздняя юра-неоком) растяжения в осевой зоне офиолитовых трогов региона.

*Рифт континентальный* – отрицательная структура, узкая и протяженная,образованная горизонтальным растяжением континентальной коры и ограниченная нормальными сбосами большой глубины, в наиболее продвинутых рифтах с основным магматизмом и определенными магматическими формациями в осевой зоне растяжения [Грачев,1987]. По В.В.Белоусову [1975]: «элементарными структурами растяжения являются грабены, и рифт это совокупность грабенов, принадлежащих к одной области растяжения».... и далее , -«следует предполагать, что земная кора в рифтах находится под влиянием каких-то особых сил растяжения, которые обеспечивают необходимый их размер» [Белоусов.1975]. Примерно та же характеристика рифтового режима дана спустя полтора десятилетия [Белоусов,1991].Сегодня



многие ученые разделяют мнение, о том, что такими силами “снизу-вверх” могут быть диапиризм астенолитов, расклинивающий эффект магматических расплавов, воздействие флюидов. Эти силы воздействует на литосферу в сочетании с внешними факторами (ротационным и космическими).

*Рифтоподобные* впадины материковых областей определенной морфологии и формаций - термин применительно к впадинам континентов [Милановский,1976,1984,Иванов,1981,Кузнецов и Симонов, 1988]. Для уточнения генезиса предпочтительнее именовать подобные структуры региона *рифтогенными* трогами.

*Рифтогенные офиолитовые трого* континентальной литосферы, впадины главной стадии растяжения ультратловинной морфологии,протяженные в несколько десятков км, кулисовидно сочлененные , выполненные в осевом трого кремнисто-вулканогенной формацией , серпентинизированными гипербазитами и габбро . При сжатии трогов возникают офиолитовые швы или сутуры. Погребенные под сенон–кайнозойским комплексом офиолитовые швы именуется скрытыми или «слепыми».

*Паравтохтон* - в терминологии тектоники плит паравтохтон возникает со срывом аллохтоном кровли автохтона [Хаин и др.,2005].В справочнике по современной тектонической терминологии [Борукаев,1999] *паравтохтон*: «увлеченная движущимся тектоническим покровом часть автохтона, испытавшее незначительное перемещение (менее 10км)». В региональной геологии мезозоя наиболее приемлемо определение *паравтохтона* безотносительно к аллохтону - по механизму сжатия коры и ограниченного смещения

офиолитов: “массы горных пород, промежуточные по своим тектоническим признакам между автохтоном и аллохтоном” [Толковый словарь английских геологических терминов М., Мир, 1978]. На Малом Кавказе с сжатием рифтогенных трогов офиолиты и сонаходящиеся толщи, смещенные в мезозое до первых км от корней, именуется нами *близкорневыми* паравтохтонами.

## Глава 2. Геологическое строение коры (общие сведения)

Альпийский этап тектогенеза коры Малого Кавказа [Паффенгольц, 1948, Асланян, 1958, 1970, Габриелян, 1961. Габриелян и др., 1981, Шихалибейли, 1966 и др.] автором рассматривается на основе литолого-формационного анализа и геофизических характеристик. В мезозое малокавказского геотраверса выявлено полистадийное растяжение коры. Главная стадия полистадийного рифтогенеза офиолитовая. Зоны рифтогенеза коры сегментированы поперечными глубинными разломами, которые заложены до позднего палеозоя, и судя по строению байкальского метаморфического комплекса, вероятно, с позднего рифея.

### 2.1 Глубинные разломы и сегменты зон рифтогенеза

Офиолитовые трогги надстраивают глубинные разломы «тетического» простираения (рис. 2.1). Сжатые офиолитовые трогги слагают офиолитовые зоны, а зоны-пояса. Наряду с ними, имеются глубинные разломы меридианного, широтного и промежуточного простираения, наследованные от предшествующих этапов

тектогенеза. Надо полагать, что относительно слабое воздействие в мезозое по ним мантии на кору определялось низкой проницаемостью глубинных разломов и возбужденностью мантии преимущественно вдоль «тетического» простирания. К меридианным относится зона разломов с вкраплениями ультрабазитов и габбро от востока надвигов Битлиса к Курдистанскому хребту и долине р. Ахурян. Другой крупный раздел коры (и литосферы), меридианный разлом *Раздан* (также зона разломов) простирается вдоль долины р. Раздан, маскирован наземно-вулканическим комплексом, молассой миоцена и слабо отражен в геофизических аномалиях. Показательно, что в Приараксье на запад от разлома варисский комплекс резко сокращен в мощности, перекрыт флишоидом и молассой кайнозоя, тогда как вдоль восточного крыла разлома к поверхности выступают осадочные и вулканогенно-осадочные толщи палеозоя и мезозоя (в антиклиналях Ерах, Ераноси др.). разлом трассируется на север к Агстевскому (Иджеванскому) грабен - синклинорию [Габриелян и др., 1981] с правым сдвигом вдоль офиолитовой зоны Амасия-Севан. В структурной связи с ним рассматривается поперечный зоне Сомхет-Карабах континентальный рифт Иджеван(Агстев) мелового возраста [Меликсетян, 2000]. На юг разлом Раздан продолжается к Масису (Б.Арарату) и далее торцово(?) стыкуется с продолжением сuture офиолитов Хоя, обрамляющую на с-з мини-микроплиту *Урмия*. Перед фронтом сuture в основании стратовулкана Арарат, судя по единичным выходам и гравиметрии, воссоздается широтное поднятие ассинтского метаморфического комплекса. Геология меридианного геотраверса изучена недостаточно, растяжение в мезозое зоны Битлиса сменяется сжатием и севервергентными надвигами в кайнозое (несколько подробнее далее). Почти меридианное простирание глубинного

разлома с вкраплениями офиолитов между блоком Капан и восточным бортом сегмента Зангезур(Мегри –Варденис),относимого к зоне Мегри – Анкаван ,осложнено сдвигами .Продолжение зоны разлома определяется по структурному бурению,объемному и дистанционному геокартированию к южному берегу оз.Севан и оси котловины.

К условно глубинным сквозькоровым может быть отнесен разлом *Гавар* в-с-в простираения.Им разделена кора Малого и Большого Севана , обособляются поднятия офиолитов Севанского хребта от хребта Арегуни,где офиолиты погребены под мощным вулканогенно-осадочным эоценом. Простираение разлома на восток к зоне Сомхет-Карабах выражено недостаточно отчетливо. К западу от оз. Севан разлом *Гавар* маскирован продуктами новейшего вулканизма Гегамского нагорья. С пересечением глубинного разлома Раздан ( с левым сдвигом?) разлом *Гавар* простирается к Центральному прогибу. Кровля фундамента прогиба по сейсмопрофилированию на глубине до 6км к северу воздымается к выходу Цахуняцкого метаморфического комплекса ( байкальского этапа ). Из широтных глубинных разломов разлом *Варденис*-вдоль одноименного нагорья продолжается к зоне Сомхет-Карабах в сложном сопряжении с Майданчайским разломом. Продолжением складок линеамента Пальмир к Апшерону в некоторых схемах рассматривается резкий изгиб долины р.Аракс с места пересечения батолита гранитоидов Мегри..Однако в промежутке,в складках севера Ирака эта связь не находит достаточного подтверждения(усное сообщение А.Л.Янщина).Наконец, по геологическому строению вдоль долины р.Аракс воссоздается крупный раздел литосферы – северо-восточной границы мини-микроплиты *Урмия*.Раздел продолжается параллельно офиолитовой сугуре Севан-



Акера-Решт по резкой смене простирации структур мезозоя на с-з Ирана(Араксийская сигмоида).

## 2.2 Крупные сдвиги и кольцевые структуры

Сдвиги развивались в зонах глубинных разломов многоэтапно при «челночном» изменении векторов напряжений коры. В современной структуре их результирующая определяется до первого десятка км, реже более. Поперечными разломами осложнен «Главный надвиг Малого Кавказа» [Паффенгольц, 1934, 1948] вдоль северного борта офиолитового шва Севан-Акера. На Севанском хребте у с. Шоржа «Главный надвиг» смещен к долине р. Гетик, прослежен на запад к р. Агарцин и далее к долине р. Дзорагет вдоль северного предгорья хр. Базум [Паффенгольц, 1934, 1948]. Поперечные смещения «Главного надвига» обозначаются на космо- и аэроснимках [Тумаян, 1983]. К.Н. Паффенгольц [1934, 1948] в зоне «Главного разлома» не исключал поддвиги под южный край зачаточных поднятий Сомхето-Карабахской зоны. По нашим наблюдениям имеют место преимущественно надвиги, но в ряде фрагментов, ограниченных поперечными разломами, наблюдаются северное или северо-восточное падение офиолитовой сутуры под обрамление зоны Сомхет-Карабах. Изменения по простирацию вергентности складок и с ними и офиолитового «клина», нередки в покровных структурах (Карпаты и др.).

Продолжение на восток глубинного разлома вдоль долины р. Дзорагет спорно. В схеме сейсмопрофилирования [Егоркина и др., 1976] показано до меридиана р. Раздан с правым сдвигом на юг вдоль Разданского поперечного глубинного разлома. По геосъемке Дзорагетский глубинный разлом - рифт позднего палеозоя-раннего

мелозоя, структурно сближенный с рифтом лейаса, простирается от хр. Базум к юго-востоку и пересекает долину р. Памбак. На продолжении к ю-в на Сисимаданском месторождении над вулканитами обнаружены известняки лейаса с нижнеюрским аммонитом *Wahneroceras* cf. *megastoma* Wahn. [Асланян, 1958, с.31].

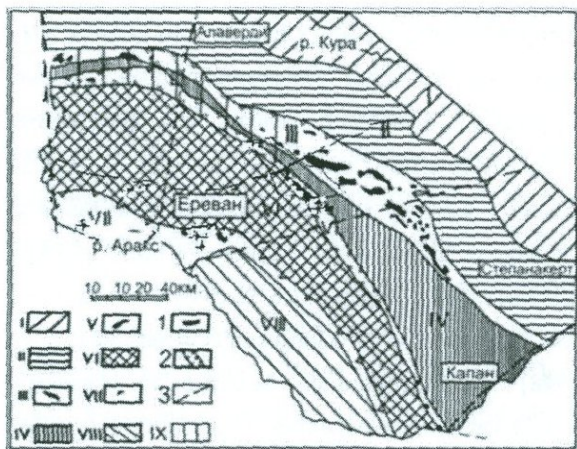


Рис.2.1 Схема тектонической зональности коры в мезозое Малого Кавказа. Офиолитовые зоны: I II.- Севан-Акера (САЗ), V. Зангезур-Ширак (ЗОЗ), VII. Приараксье (АОЗ). 1. Ю - з крыло Куринского рифта II. Зона Сомхет-Карабах гетерогенной коры. IV, VI, VIII- промежуточные зоны континентальной коры: IV. Базум-Капан, VI. Анкаван-Мегри, VIII. Урц-Джульфа. В легенде: 1. Крупные выходы габбро-гипербазитового комплекса, основных вулканитов, радиоларитов, меланжа. 2. Скрытые под толщами кайнозоя «слепые» зоны офиолитов. 3. Поперечные глубинные разломы домезозойского этапа заложения (схема без палинспастической реконструкции).

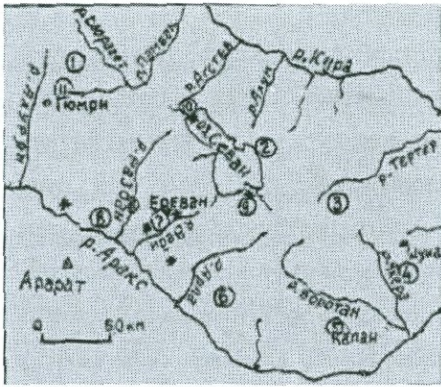


Рис.2.2 Местоположение

изученных структур .1-4- зона Севан-Акера: 1.Левобережье верховья р. Ахуриан и хр. Базум ( р.р. Дзорагет и Черная). .2.Севанский хребет(ущелье Саринар и др.).3-4.-верховье р. Тертер и левобережье р. Акера. 5-8-зона Зангезур-Ширак: 5.Левобережье ср.теч.р. Аракс до долины р.р. Агандзугет и Воротан.6.Погребенные под кайнозоем офиолиты (кумуляты) на юге оз. Севан, скв. Карчахпюр.7.На с-з озера офиолиты в устье р. Дзкнагет , скв.Дзкнагет-1 и выходы в среднем течении р.Дзкнагет . 8.Левобережье р. Памбак к с-в от г.Гюмри (с. Каррмакар). 9-11-зона Приаракся: 9. Басс.р. Джаук (Джагры), к югу от долины р. Арпа (офиолитокластические отложения).10.Офиолиты басс.р. Веди и междуречья р.р. Веди и Азат.11.Погребенные под молассой кайнозоя «слепые» офиолиты, низовья р.р. Ахуриан и Раздан(данные глубоких скважин и сейсмометрии).

Восточнее вдоль северного фланга шункарской толщи раннего мела картируется узкая полоса вулканогенно-осадочного лейаса, а севернее-налегание с перерывом вулканогенно-осадочного эоцена на вулканогенно-осадочные отложения лейаса-байоса(А.,Атабекян,



18834



Г. Чубарян и др.). В междуречье верховья р.р. Ахум и Асрик на северном фланге миапорской толщи Миапорского (Мургузского) антиклинория глинистые сланцы лейаса, включающие потоки эпидотизированных порфиринов, надвинуты на мелкие выходы метаморфических сланцев [Геология Арм. ССР, 1970]. В этом пересечении воссоздается шов позднего палеозоя - раннего мезозоя (другой пример структурной сближенности рифтов позднего палеозоя-триаса и лейаса). Продолжение рифта вдоль восточных склонов хребта Арегуни предполагается по положительной аномалии силы тяжести [Габриелян и др., 1976] и зоне разломов [Гасанов, 1985]. На ю-в Севанского хребта зона разлома образует сдвиг с продолжением на восток к Майданчайскому разлому до нижнего течения р. Тертер. В Приараксье сдвиги намечаются на пересечении офиолитовым швом глубинного разлома в низовье долины р. Ахурян. В Зангезурском сегменте на сочленении с Восточно-Араксийским разломом (Пальмиро-Апшеронского линеамента(?)) по снимкам из космоса и аэроснимкам обозначается крупная сигмоида.

В завершении обсуждения обратим внимание на то, что крупные сдвиги вдоль поперечных глубинных разломов доальпийского этапа отмечаются в структурах позднего палеозоя-раннего мезозоя. Развитие их длительное, обусловленное блоковым строением коры и изменением векторов поля напряжения поля.

Коротко о *кольцевых* структурах. Дистанционным методом выделены: кольцевая структура диаметром до 7 км на стыке Капанского блока с офиолитовой зоной в долины р. Аракс, другая - на пересечении офиолитов Ведийского шва (пос. Арени) с крупным разломом с-в простирания к западным распадкам верховья р. Акера (С.В.



Мартиросян и др.,1980г., фондовые материалы). Полукольцевая структура вдоль южного фланга с мелкими протрузиями серпентинизированных ультрабазитов.откартирована(геологами Азгеолупр.) вблизи поднятий фундамента с-в с. Сотк в сочленении глубинного разлома вдоль Севанского хребта с зоной поперечных разломов (Майданчайским и смежными).

Другой тип кольцевых структур представляют *трубки взрыва*. В верховье правого притока р. Акера выходы эруптивной брекчии щелочно-ультраосновного состава [Акимов и др.,1991], по нашим наблюдениям имеют протяженность не менее 500м, восточный контакт с флишоидом альба-сеномана следует по разлому,скоее всего, по прорыву вмещающей флишоидной толщи брекчией трубки взрыва.. Подробно изучены трубки взрыва щелочных лампрофиров в басс.р. Веди Приараксья. О них подробнее далее[Сатиан и др.,2005и др. ].

### 2.3 О глубинном строении зон рифтогенеза

Глубинное строение офиолитовых швов изучалось станциями «Земля», «Черепаша» , а вслед за Спитакским землетрясением - ГСЗ по профилю от с. Армаш ( Приараксье) на север через окрестности г. Спитак до Ахалциха. Сейсморазведочные профили пройдены при объемном геокартировании 80-х годов. На пересечении офиолитовых зон профилем МОВ отмечено полное или почти полное отсутствие горизонтов отражения обменных волн [Егоркина и др.,1976,Осипова и др. ,1975,1989]. Однако сходен тип сейсмического разреза в Приараксье в районе глубокой скважины Маркара-5, вскрывшей эффузивную (метабазальтовую) формацию позднего палеозоя - раннего мезозоя. В зоне Севан-Акера от подножья хребта Арегуни до широты с. Гегамасар

Севанского хребта фиксируется типовой офиолитовый сейсмический разрез [Егоркина и др.,1976], а южнее (с.с. Акунк и Кахакн) разрез «нормальный» континентальной коры: офиолиты на этом интервале слагают надвиги западной vergentности на флишоид титона-раннего мела. Выявленная сейсмометрией и гравиметрией приподнятость кровли метаморфического комплекса к северу от старого Зодского перевала и с. Сотк, подтверждается мелкими выходами амфиболитов, вскрытых также скважинами. Однако время метаморфизма остается спорным – байкальское или герцинское. В Акеринском сегменте САЗ по гравиметрии, магнитометрии и по мелким выходам офиолитов глубинный разлом (офиолитовый шов) продолжается от Лысогорского перевала к долине Аракса. В строении южного сегмента Зангезурской зоны (ЗОЗ) по данным сейсмического профиля Каджаран-Кагнут [Асланян и др.,1981] и гравиметрии обозначается Хуступ-Гиратахский (Зангезурский) глубинный разлом. Офиолиты и меланж трассируют разлом к басс.р.р. Агандзугет и Воротан и севернее к оз. Севан. В севанском сегменте продолжение офиолитовой сутуры вдоль оси акватории подтверждено структурным бурением на южной и северо-западной окраинах озера, а также сейсморазведочным профилем вдоль южного берега озера, донной гравиметрией, геохимическими аномалиями в донных осадках акватории [Геология Севана,1994]. Далее к з-с-з офиолитовая сутура, входящая в зону синтаксиса с офиолитами САЗ, на пересечении с поперечным меридианным разломом Маркара-Спитак включает эпицентр катастрофического Спитакского землетрясения 1988г. Сейсмотомографией [Дорбат и др.,2004] в коре выявлен выступ аномального плотного вещества ( $V_p$ -6,8-7,0 км/с), предположительно мантийного. Фракции земной коры по восстанию близвертикальных глубинных разломов (схема Егоркиной и др.,1976) не противоречат

данные МТ-зондирования [Бердичевский и др.,1996]. Блоки пониженной электропроводимости континентальной коры разделены субвертикальными узкими флюидонасыщенными зонами повышенной электропроводимости; пиками на графике поверхностного профиля концентраций геллия намечается связь с нижней корой и верхней мантией. Вдоль левобережья верховья долины р. Ахурян зона синтакиса включает узкую в два десятка километров кору континентального типа (ст. «Черепаша») [Осипова и др.,1989-1990]. Здесь в вулканогенно-осадочном эоцене отмечено много субвулканических кварцевых порфиров [Мкртчян,1970]. В Приараксье, где сейсмопрофилированием [Егоркина и др.,1976,Осипова и др.,1975] обозначена зона глубинного разлома вдоль долины Аракса, глубокая скв. Маркара-5 вскрыла вулканокластово-эффузивную (метабазальтовую) толщу. Толща была условно отнесена к офиолитам поздней юры раннего мела [Сатиан и др.,1968,Асланян, 1959]. Однако ревизия разреза показала сходство с вулканическими формациями позднего палеозоя-триаса и лейаса ниже по течению Аракса, у ст. Неграм. В Приараксье к западу от скв. Маркара-5 к офиолитам отнесена большая часть разреза параметрической скв. Октемберян-1-г [Агамалян и др.,1989]. По результатам бурения и сейсмического профилирования МОВ с модификацией РИП в Ахурян-Разданском сегменте АОЗ офиолитовый шов и его обрамление осложнены мелкими приразломными поднятиями: Зовашен, Мхчян и Джрашен, и впадинами Масис и др. [Осипова и др.,1975]. Поднятием байкальского фундамента Паракар – Маралик, погребенным до 1 км под молассой кайнозоя, обособлен с севера мезозойский рифт Приараксья. С юга рифт по геологической ситуации и гравиметрии ограничен поднятием ассинтского фундамента в основании вулкана Арарат [Сатиан, Мириджанян, Акопян, 2006].

Итак, сейсмометрия в купе с параметрическим и структурным бурением, другими геофизическими и дистанционными методами, несколько прояснили глубинное строение офиолитовых швов. Трудности геологической интерпретации геофизических характеристик (сейсмометрии и др.) коры и мантии континентальной литосферы обусловлены, скорее всего, выполаживанием разломов с глубиной [Щукин, 1990, Михальцев др., 1990, Арутюнян, 1998] в пластичной нижней коре и на границе с мантией, сближенностью корней разновозрастных рифтов и офиолитовых трогов. Методами геофизики зафиксированы мантийные диапиры в коре региона [Дорбат и др., 2004, Оровецкий и др., 1983 и др.]. Протрузии серпентинизированных ультрабазитов Палеотетиса (реликты) отмечаются в глубинном строении и в выходах. В поздней юре-неокоме наибольшее возбуждение мантии и внешние силы (сдвиги при ротации и другие) вызывают раздвиги коры вдоль глубинных разломов. Ультракотловинные трог надстраивают глубинные разломы. На разных уровнях кремнисто-вулканогенной формации размещаются протяженные протрузии серпентинизированных ультрабазитов, более изометричные тела габбро.

Сила тяжести и магнитометрия коры изучались с 30-х годов и обстоятельнее с 70-х годов прошлого века [Геофизика, 1972]. Положительные аномалии силы тяжести в зоне Севан-Акера коррелируются с выходами или же размещенными на небольшой глубине высокоплотными массами габбро-ультрабазитового комплекса. Протяженная положительная аномалия сил тяжести в 2 км восточнее Севанского хребта [Габриелян и др., 1976], вероятнее всего, фиксирует корни позднепалеозой-триасового рифта. Положительная аномалия на верхних отметках южного окончания Севанского хребта



вызвана приподнятостью фундамента и надвигами ультрабазитов. Слабо выраженный градиент поля силы тяжести вдоль оси котловины Севана - один из признаков ограниченного развития ультрабазитов в офиолитовом шве, что подтверждено структурными скважинами на окраинах озера. Магнитные аномалии офиолитовых зон простираются согласно с полем силы тяжести в Зангезурской офиолитовой зоне от басс.р. Аракс до долины р. Воротан. Далее к Варденисскому хребту магнитное поле находится под воздействием пород новейшего вулканического комплекса [Акопян,1972]. В коре Приаракся преобладание габброидов в совокупности с мощными флишондом и молассой кайнозоя предопределяют «смазанность» аномалий силы тяжести. Значимые результаты дает гравиметрия и магнитометрия частных структур обрамления: погребенный выступ фундамента в полосе Айтиап-Маралик и в ядре антиклинали Еранос, щелочные лампрофиры, габбро и ультрабазиты в ядре антиклинали Ерах. Ранее максимум силы тяжести объяснялся приподнятостью фундамента и палеозойского комплекса [Оганесян,1972]. В те годы отсутствовали или были разрозненными сведения о диапирах мантии, о трубках взрыва. Ныне геологическая интерпретация геофизических полей вновь усложняется и нуждается в совершенствовании в рамках альтернативных гипотез геодинамики региона.

## 2.4 Зоны промежуточной континентальной коры

Континентальная кора между офиолитовыми швами отличается в мезозое слабым вулканизмом или его отсутствием. В сейсмическом разрезе коры обозначается интервал скоростей, сопоставимых с «гранитно-метаморфическим» слоем. Протяженная крупная зона континентальной коры Анкаван-Мегри включает крупные блоки

древнего метаморфического комплекса (позднерифейского) с гранитами фанерозоя. Смещение гранитообразования в мезозое от зоны Сомхет-Карабах к зоне Анкаван-Мегри [Меликсетян и др.,1981] , вероятно, в связи с миграцией возбужденной верхней мантии. К границам офиолитовых зон и континентальной коры относятся ряд мезозойских гранитоидов: Гехаротский тоналитовой формации раннего мела, Цавский интрузив (ранняя фаза – нижемеловая) [Мелконян и др.,1981]. Опосредованная связь офиолитового и гранитоидного магматизма Вардарской зоны Динаро-Эллинид и Сербско-Македонского массива [Vebien,1977] для литосферы Малого Кавказа может служить гомологом, в особенности для Зангезура. Здесь в офиолитовом шве вдоль батолита гранитоидов Мегри развиты продукты риолитового вулканизма мелового возраста, а галька гранитов обнаружена в крыльях шва, в толщах верхней юры и мела блоков Капан и Мегри [Адамян,1970,Асланян,1958,Таян и др., 1993 ].

## 2.5 Деформации офиолитовых зон

Деформации линейного размещения офиолитовых трогов и их мезозойского выполнения разнообразны и многоэтапны, обусловлены внешними и внутренними факторами. Деформации с сближением континентов Гондваны и Евразии и приращением к Евразии промежуточных микроконтинентов [Баженов, Буртман,1990] сопровождают сокращение в поперечнике литосферы Тетис. Блоки континентальной коры, микроконтиненты выступают в роли инденторов - жестких массивов, офиолиты образуют надвиги и покровы на их края. Между тем, к примеру, линейность восточнотаврской сuture офиолитов непосредственно перед фронтом Аравийской плиты (индентора) деформирована слабо, тогда как Северо-Анатолийская офиолитовая

сутура вблизи крупных выходов базит-ультрабазитового комплекса отличается крупными сдвигами (Анкарская петля и др, ) [Bergougnan,1976 ,Хаин,Ломизе,2005, с.423] . Как видно, деформации линейности офиолитовых швов вызваны не только размещением срединных масс(Киршехирского и др.), и не только внешними горизонтальными силами, но и диапиризмом мантии.

В мезозое ю-в Малой Азии и с-з Ирана кандидатами в инденторы являются мини-микроплиты Ван и Урмия.. Перед фронтом растяжения зоны Битлиса микро-миниплита *Ван* с востока ограничена офиолитами и глубинным разломом вдоль Курдистанского хр. Микроплита- *Урмия* с востока ограничена офиолитами шва Хой и продолжением сутуры на северо-запад к южному подножью массива стратовулкана Арарат. Давление обеих мини-микроплит на север вызваны раздвигом в мезозое Битлисской зоны сочленения с Аравийской (Аравийско-Иранской) плитой. На коллизиионном этапе раздвиг был преобразованы в надвиги [Hall ,1981]. Давлению на север противостоит широтное поднятие ассинтского фундамента – пьедестала стратовулкана Арарат. Давление микроплиты Урмия к северо-востоку смешалось через помежуточные блоки континентальной коры с вращением против часовой стрелки. В этом возможная причина сближения приараксийских сегментов Ведийского и Зангезурского офиолитовых трогов (приараксийская зона синтаксиса).

Особо отметим *резонансный* вид тектонического воздействия при формировании близрасположенных зон растяжения ,и зависящий от амплитуды .растяжения. В басс. оз. Севан с раскрытием прихребтового Севанского рифта при внедрении крупного матийного астенолита выявляются признаки *резонансного* тектонического сжатия осевого

сегмента ЗОЗ в акватории (отсутствие над куммулатами, в разрезе скв. Карчахпур кремнисто-вулканогенной формации, а также формаций мезозоя-палеогена потофиолитового этапа, слабо выраженная гравитационная положительная аномалия вдоль оси акватории). Резонансный вид воздействия через сопредельные блоки континентальной коры зоны Базум-Капан проявлен трансляцией сжатия к зоне Анкаван-Мегри, ограничение амплитуды растяжения офиолитовых трогов зоны Зангезур-осевой трог Севана).

На ранних стадиях рифогенеза деформации толщ вызваны преимущественно сдвигами и раздвигами коры при ограниченной роли мантийного диапиризма. Главная стадия рифогенеза с возрастанием расклинивающих сил мантийных диапиров, магматических расплавов и флюидов включает также сдвиговые деформации, но их значение подчиненное. На заключительной стадии рифогенеза деформации коры вновь вызваны сдвигами, надвигами и сбросами в новообразованной коре на месте сжатых офиолитовых трогов, а также краев коры континентального обрамления. В ансамбле структур мезозоя сближенное размещение рифтов и трогов мезозоя преобразовано при последующем сжатии в зоны синтаксиса. Малокавказский синтаксис [Баженов и др., 1990] включает в своей матрице синтаксис *офиолитовых трогов*. Таково продолжение эрзинджанского синтаксиса офиолитовым синтаксисом ЗОЗ и САЗ от верховья р. Ахурян на западе до бассейна оз. Севан. Зона Приараксья резко сближена с Зангезурским сегментом ЗОЗ на юго-востоке (приараксийский синтаксис).

Деформации офиолитовых зон, помимо осложнений линейности, выражены также складчатостью выполнения. При этом складчатость в мезозое офиолитовых швов и обрамления гетерогенна :



- региональная складчатость при горизонтальном давлении микро-миниплит континентальной коры на рифты и офиолитовые трюги. Возникают асимметричные складки в надвигах :

-складчатость вмещающих толщ офиолитовой ассоциации и других осадочных и вулканогенно-осадочных формаций швов при выдвигании серпентинизированных ультрабазитов - астенолитов континентальной литосферы., габбро и субвулканических габбро-диабазов и андезитов, внедрении трубок взрыва (проблема пространства);

-внутриформационная дисгармоничная складчатость вулканогенно-осадочных толщ (реология вулканитов и осадков, также с прокладками серпентинитов);

-конседиментационная мелкая складчатость гравитационная и сейсмогенная, при развалах фронта надвигов и деструкции слоистости осадков базальтовой магмой;

- приразломные в основании надвигов деструкции до уровня тектонического меланжа .

## 2.6 Тектонический меланж

Меланж наиболее развит в зоне Зангезур-Ширак на юге в долине р.р. Агандзугет и Воротан. В верховье р. Агандзугет блоки базальтов и андезито-базальтов субщелочной серии, туффиитов и силицитов имеют матрикс (не более 10-20%) того же состава, что и обломки. Верхи меланжа слагают туфы с линзами радиоляритов с окисно- марганцевой рудой в долине р. Агандзугет. В долине р. Воротан вблизи с. Татев меланж состоит из глыб (до 50 м и более) низкокальциевых базальтов толейтовой серии, андезито-базальтов, андезитов известково-щелочной

серии [Успенская и др.,1984,Левен, и др.,1990,Гущин и др.,1991]. Вулканиды отнесены к фации подводных брекчированных лав - «преддверье» меланжа. На с-з окраине озера Севан на крыле антиклинали Дзкнагет меланж слагается преимущественно глыбами и олистоплаками оливиновых и других габбро и меньшими в размере обломками базальтов и серпентинитов. Доля полимиктового матрикса не превышает 10%; меланж осложнен плиоцен - четвертичными оползнями. В Зангезурском сегменте ЗОЗ крупные в меланже протяженные блоки сланцев – олистоплаки у пос. Сваранц [Леван, Успенская, 1991] радиологически датированы (K/Ar, Rb/Sr) в 299 млн. лет и 320 млн. лет соответственно [Гукасян,1973],блоки кристаллических известняков возникли за счет сноса с северо-западного обрамления ЗОЗ. В центральном Ведийском сегменте АОЗ на западе антиклинали Ерах прерывистые выходы меланжа включают: обломки серпентинитов, позднеюрских базальтов с линзами светлокрасных микритовых известняков и радиоляритов, глыбы щелочных базальтов ранней-средней юры с железисто-глинистой корой выветривания, слоистые блоки кварц-кварцитовых песчаников и алевролитов с примесью вулканокластов (поздний триас?), крупные глыбы домезозойских кристаллических известняков. Матрикс меланжа сланцево-серпентинитокластовый с обилием гиалокластов. На с-в фланге меланжа обломки парасланцев и зеленых сланцев по вулканитам определены (K/Ar)-в 140-160млн.л.,базальты в 177-199млн.л. (K/Ar). В меланже антиклинали Ерах картируются три горизонта олистолитов светло-серых кристаллических известняков - глыбы в 200м<sup>3</sup>,реже более с кораллами титона-неокома (определения А.С.Папоян). Крупные блоки известняков залегают на нефелиновых базальтах. Снос блоков,видимо, с поднятий ,погребенных под молассой кайнозоя Араратской впадины.В узких впадинах меланж

возникает с сжатием выполнения офиолитового трога и со смешиванием с олистостромово - олистолитовыми оползнями противоположного борта трога [Сатиан и др.,1991, 2007].

В строении меланжа наблюдаются реликты стратификации; эта часть разреза,возникающая с ослаблением деформаций и деструкций,развалов, особенно информативна в геохронологии и реконструкции батиметрии бассейна.

Химический состав пород меланжа антиклинали Ерах ( у с. Нор уги) ,  
таблица.1

N	N образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Ba	nnn	CO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	91-1 (а-в)	38,93	0,2	1,0	7,19	2,58	1,69	34,94	0,08	0,02	0,79	-	7,03	5,28	0,02	0,01	99,26
2	91-С	44,02	0,64	15,73	6,26	2,87	10,15	10,15	0,11	0,13	2,18	0,0	0,27	6,16	1,5	0,34	100,31
3	92-604	58,1	0,45	17,3	3,65	0,99	0,7	4,5	0,75	не об.	-	1,6	6,67	-	5,8	4,9	99,41
4	92-603	45,2	1,71	15,7	3,12	1,79	12,6	1,95	0,18	0,32	-	1,54	9,71	-	2,7	4,1	100,62
5	92-602	43,7	1,93	16,4	4,5	0,79	15,4	1,3	1,35	0,4	-	2,34	5,7	-	4,1	2,8	100,61
6	92-600	48,25	0,7	15,45	5,65	1,59	2,1	3,6	0,25	0,08	-	0,89	13,64	-	4,5	3,4	100,1
7	92-108	31,0	1,55	11,0	5,12	1,59	16,1	9,27	0,25	0,2	-	3,91	17,65	-	1,4	1,0	100,04
8	90-14	40,84	1,98	17,42	4,30	3,92	8,12	7,95	0,12	0,92	0,94	6,46	2,14	не об.	2,9	2,9	100,91
9	93-1	58,0	0,46	14,14	4,36	1,14	6,5	1,8	0,34	0,34	-	3,57	6,27	-	3,5	0,53	100,85

Обозначения: №№:1. 91-1, серпентинит, обломок из матрикса.2. 91-С, микстит, гиадокластит с примесью серпентинитокласта,матрикс меланжа. 3.92-604, трахит охристо-желтый,массивный, К/Аг -147 млн.л. 4. 92-603,щелочной базальт черный, миндалекаменный, включение в меланже , К/Аг109 млн.л. 5. 92-602,нефелиновыйбазальт,массивный,К/Аг.150млн.л.пере-крыт кристаллическими известняками с остатками кораллов поздней юры-раннего мела. 6. 92-600,тефрит охристо-желтый и зеленоватый, массивный, К/Аг148млн.л. 7. 92-108,туф щелочных лампрофиров ,перемытый слоистый, глыба в меланже 8. 90-14,щелочной пикробазальт, включение в меланже. 9. 93-1 , субвулканический андезит витрофировый, секущий южный край меланжа.

Меланж антиклинали Приараксья сходен с «цветным» меланжем на

с-з Ирана [Гансер,1965], отличается строением и составом от меланжа Зангезурского шва и зоны Севан-Акера. Между меланжем и обвальнопользневными образованиями (олистостромы и др.) имеются промежуточные типы отложений. Механизм меланжа, разнообразен, как и формирование покровов и офиолитов [Белостоцкий,1985].



## 2.7 О сейсмоактивности

Рис.2.3 Схема размещения эпицентров землетрясений [Наконов,1990,Караханян 1995], офиолитовых зон -по автору). Указаны (1)-бальность, время событий, выходы офиолитов(черные пятна),(2)-протяженность швов офиолитов и сейсмоактивных разломов, (3)-ромбами-скважины, вскрывшие офиолиты.

Горизонты отражения обменных волн вплоть до границы  $M$ ; в сейсмическом разрезе офиолитовых зон отсутствуют или слабо выражены. Эпицентры катастрофических землетрясений (с  $M = 5,5$  и более) размещены на пересечении поперечных коровых и сквозькоровых разломов и офиолитовых швов Зангезур-Ширака и Приаракся, преимущественно промеж офиолитовых швов в континентальной коре с масштабным проявлением позднеорогенного наземного вулканизма. Сейсмопрофилирование коры Малого Кавказа [Егоркина и др.,1976] показало: «разломы, сопровождающие зоны развития пород офиолитовой формации тектонически активны и в настоящее время, а точки наблюдений,характеризующиеся достаточно



большими значениями анизотропии скоростей поперечных волн, соответствующим вероятным очагам будущих землетрясений».

Сейсмоактивные разломы простираются в пределах офиолитовых швов или параллельно по флангам : Памбак – Севанский фрагмент активного разлома вдоль зоны Зангезур-Ширак в Ванадзорской депрессии [Avagyan,2009] и вдоль акватории Севана и далее к Зангезурскому разлому ЗОЗ. Сейсмоактивны разломы вдоль офиолитов Севанского хребта зоны Севан-Акера [Караханян,1995,Караханян и др.,1994]. Сейсмоопасны пересечения офиолитовых швов активными разломами и малая насыщенность офиолитовых швов серпентинитами-пластификаторами. Фактором сейсмического риска являются сближенные офиолитовые швы – *зоны синтаксиса* офиолитов. Эрзинджанский синтаксис восточной Анатолии, известный многими катастрофическими землетрясениями, продолжается в междуречье верховьев р.р. Ахурян и Раздан [Асланян и др.,1977]. В зоне синтаксиса шву Зангезур - Ширак принадлежат очаги Спитакского землетрясения 1988..Серпентиниты мантийных диапиров и серпентинитовые прокладки (пластификаторы) в разломах способствуют разрядке напряжений коры мелкими сейсмическими актами. Землетрясения сопровождаются усилением брекчированности и серпентинизации мантийного диапира, обновлением проницаемости и подъемом глубинных флюидов, инертных и горючих газов [Бердичевский и др.,1996]. В зоне сейсмоактивности(скв.Карчахпюр) повышен тепловой поток в коре [Мириджанян,1965]. При малом объеме серпентинитов, как в зоне Зангезур- Ширак и в Приараксье, напряжение коры наращивается, судя по историческим, а за последние два века инструментальным оценкам землетрясений [Асланян,1958,Габриелян и

др.,1981, Никонов,1990, Караханян,2005].

Закавказский геотраверс и восточную Анатолию объединяет повышенная возбужденность верхней мантии [Al-Lazki et al.,2004]. По материалам МОВЗ [Оровецкий, Егоркина,1983] трансоровая акустическая аномалия, глубиной до 70 км, охватывает к югу от басс.оз. Севан площадь в 6000 кв.км , шириною на поверхности коры до 75км , у основания 20км, раздел *M* на глубине 37км- на 3-5км выше сопредельных участков коры. Аномалию по мнению авторов вызвал магматический диапир, охватывает она продолжение Зангезурского шва от Варденисского нагорья к р. Воротан. Область плиоцен - четвертичного вулканизма Сюникского нагорья, по петролого-геохимическим показателям объясняется подъемом верхней мантии и взаимодействием с веществом нижней коры [Карапетян и др.,2010].

Сейсмоактивность и серпентинитовые прокладки, водонасыщенность, перепады рельефа сказываются в возникновении крупных многоярусных оползней. В зоне Севан-Акера прокладки серпентинитов слагают основание крупных оползневых блоков на верхних отметках Севанского хребта .. В сегменте Ахурян-Раздан оползни развиваются в долине р. Дззнагет и у с. Кармракар. В Приараксье многоярусные оползни развиваются в верховье долины р. Веди и на ю-з склонах Гегамского нагорья.

## 2.8 К геохронологии рифтогенеза

Представления о возрасте пород офиолитовой ассоциации и вмещающих комплексов [Ренгартен,1959, Егоян,1956,Акопян ,1962,1970, Гасанов,1985, Книппер,1975, Соколов,1977 ,Сатиан,1979] исследованиями последних десятилетий существенно изменены и

пополнены. Литолого-формационное картирование и изучение радиоляриевых комплексов на основе новейшей систематики для Тетиса, а также находки ископаемых аммонитов [Вишневская, 1984, Vishnevskaya, 1995, Белов и др., 1991, Каванталиани, 2000, Сатиан и др., 2001, 2009, Асатрян, 2011], эти данные, наряду с определениями радиологического возраста вулканитов и габбро, приводят к выводу о неоднократном за мезозой возникновении базальт-осадочных толщ, соответственно о нескольких рубежах растяжения коры. Особое значение в проблеме полистадийного рифтогенеза имеет выявление позднепалеозой-лейасового и средний(?) - поздний байос-берриасового возраста базальтов, габбро, туфов диатрем щелочных лампрофиров [Жарякин, 1988, 1989, Богдановский и др., 1992, Книппер и др., 1997, Гукасян и др., 2005, Danelian et al., 2007-2010, Асатрян, 2011, Сатиан и др., 2005]. По этим данным начало и масштабы растяжения коры в САЗ и в АОЗ разнятся. Особенно информативны новейшие микропалеонтологические определения возраста по комплексам радиолярий [Danelian et al., 2008, Асатрян, 2011].

Зона Приаракся. Определен средне-позднебайосский возраст предшествовавшей офиолитогенезу нижней секции разреза карбонатно-вулканогенной формации антиклинали Манкук в верховье долины р. Веди [Асатрян, 2011] (по зональному расчленению U.A.Z. 3-4, Baumgartner et al., 1995): *Archicapsa* (?) *pachyderma* (Tan), sensu Matsuoka & Yao, *Bernoullius rectispinus delnortensis* (Pessagno, Blome, Hull), *Cyrtocapsa* (?) *kisoensis* Yao, *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* Mizutani & Kido, *Eucyrtidiellum unumaense unumaense* Yao, sensu Baumgartner et al., *Guexella* sp. cf. *G. clava* O'Dogherty et al., *Hexasaturnalis* sp. cf. *H. hexagonus* (Yao), sensu Baumgartner et al., *Hexasaturnalis* sp. cf. *H. tetraspinus* (Yao), sensu Baumgartner et al., *Hsuum* sp. cf. *H. Mirabundum* Pessagno & Whalen, *Laxtorum* sp. cf. *L. hichisoense* Isozaki & Matsuda, *Parahsuum izeense* Pessagno & Whalen, *Saitoum* sp. cf. *S.*

levium De Wever, *Stichocapsa japonica* Yao, *Transhsuum hisuikyoense* (Isozaki and Matsuda), sensu Boumgartner et. al., *Unuma echinatus* Ichikawa li Yao, *Williriedellum* sp. cf. *W. yaoi* (Kozur), sensu O'Dogherty et. al., *Yamatoum* sp. cf. *Y. spinosum* Takemura, 1986 : Нижняя граница определяется по *Archicapsa* (?) *pachyderma*, *Dictyomitrella* (?) *kamoensis*, *Eucyrtidiellum unumaense unumaense*, *Stichocapsa japonica*, а верхняя граница по исчезновению *Archicapsa* (?) *pachyderma*. С 4-ой биозоной (верхний байос) коррелируются находки *Cyrtocapsa mastoidea* Yao, *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* Mizutani li Kido, *Eucyrtidiellum unumaense unumaense* Yao, sensu Boumgartner et. al., sensu Dumitrica li Dumitrica-Jud, *Protunuma* sp. cf. *P. turbo*, *Saitoum* sp. cf. *S. levium* De Wewer, *Stichocapsa convexa* Yao, *S. japonica* Yao, *Striatojaponocapsa plicarum plicarum* (Yao), sensu Hatakeda et. al., *Transhsuum* sp. cf. *T. maxwelli* gr. Pessagno, *Tricolocapsa* (?) *fusiformis* Yao, *Unuma echinatus* Ichikawa li Yao, *U. latusicostatus* (Aita), sensu Boumgartner et. al., *Unuma* sp. aff. *U. latusicostatus* (Aita), *Unuma* sp. cf. *U. typicus* Yao. Нижняя граница определяется по *Striatojaponocapsa plicarum plicarum*, *Cyrtocapsa mastoidea*, *Unuma typicus* и др., а верхняя граница по исчезновению *Cyrtocapsa mastoidea*, *Saitoum* sp. aff. *S. levium* и *Unuma typicus*. Средняя часть разреза карбонатно-вулканогенной (предофиолитовой) формации (левобережье среднего течения р. Манкук) по комплексу радиолярий – датируется кимеридж-средним титоном, определения Н.Ю. Брагина [Белов и др., 1991]-. В выходах по правобережью р. Веди определен комплекс радиолярий среднего оксфорда-нижнего титона [Danelian et al., 2010] . Кремнисто-вулканогенная формация (офиолитовой серии) несогласно перекрывает карбонатно-вулканогенную. Обе формации прорваны субвулканическими андезитами (К/Аг 120-105 млн. лет). Возраст кремнисто-вулканогенной формации басс. р. Веди титон? – валанжин - беррем.

Зона Севан-Акера. Вдоль старого перевала Зод (Сотк) Севанский хр. палеонтологически выясняется поздне триасовый и лейасовый возраст силицитов и поздне триасовый возраст биоморфных известняков



(определения комплекса радиолярий Н.Ю. Брагина [Книппер и др., 1997]. При более современной методике обработки и извлечении радиолярий и их объемном изображении комплекс радиолярий среднего - верхнего байоса определен в разрезах ущелья Саринар и в долине Даранак Севанского хр. [Асатрян.2011]. Кремнистые породы среднего байоса - верхней юры слагают выходы на склонах г. Каравул в долине р. Лев, притока р. Тертер [Vishnevskaya, 1995].

Зона Зангезур-Ширак. В разрезе антиклинали Дзкнагет по правобережью одноименной реки линзы радиоляритов в базальтах позднеюрского-раннемелового возраста [Асатрян, 2011] принадлежат верхней части разреза. Низы разреза, вероятно, среднеюрские (поздний байос?) вскрыты структурной сважиной в устье реки на с-з берегу оз. Севан. К западу в антиклинали Кармракар среди современных оползней выступают базальты и силициты по комплексу радиолярий мелового, скорее, позднемелового возраста, определения Л.М. Казинцовой [Сатиан, 1984]. В тектоническом меланже Зангезурского сегмента ЗОЗ в радиоляритах определены радиолярии юрского - мелового возраста (Асланян и др., 1977, данные Л.П. Яшвили).

### Глава 3. Геологическое строение зон рифтогенеза

#### А. Сегменты зон рифтогенеза

К полистадийному рифтогенезу относятся офиолитовые зоны Севан-Акера, Зангезур-Ширак и Приаракся (рис. 2.1). Земная кора зон рифтогенеза и обрамления расчленена поперечными глубинными разломами на *сегменты*.

### 3.1 Зона Севан-Акера

#### Сегмент Севанский

Строение Севанского хребта (хр. Шахдаг) блоково-чешуйчатое, (рис.3.1), складывается надвиговыми пластинами преимущественно западной vergentности, возникшими до позднего мела. На верхних и средних отметках ю-з склона хребта по разломам выдвинуты породы кремнисто-вулканогенной формации, ультрабазиты и габбро, ниже по склону их перекрывает эффузивно-вулканокластическая формация альба-турона, затем с угловым несогласием и размывом залегает граувакковая офиолитокластическая формация раннего сенона и известняковая микритовая формация позднего сенона. В привершинной части блока Акунк-Сотк известняковая формация позднего сенона и вулканиты сантона(?) в основании включают серпентиниты и надвинуты на офиолитокластические конгломераты коньякского века. Блоки Джил-Саринар и Акунк-Сотк разделяет поперечный трог вдоль долины р. Авазан (б. Гейсу).

#### Блок Джил-Саринар

Разрез кремнисто-вулканогенной формации блока Джил -Саринар (рис.3.1,3.2 и 3.3.) наращивается от верховья хребта по ю-з склону. В привершинной полосе в разрезе ущелья Саринар вдоль контакта с габбро-гипербазитовым массивом серпентиниты рассланцеваны и включают сланцы с глаукофаном и линзы офикальцитов. Выход сланцев от нескольких до первых десятков метров. По разрезу (вниз по склону) шаровые лавы спилитов и высоконатриевых щелочных базальтов (до 150м) отделены разломом от лав щелочных К-На внутриплитовых

базальтов [Сатиан и др.,2006], включающих пачки (до 15-20м) силицитов. Пачки,относимые к кремнисто-вулканогенной формации офиолитовой серии нередко ритмичного строения. Кровля большинства ритмопачек кроется потоками шаровых лав щелочных базальтов толщиной до 15-30 м. В ущелье Саринар в кремнисто-вулканогенной формации мощности силицитов составляют 30% . лавы базальтов-70% от суммарной мощности формации в 500-600м. Возраст силицитов по комплексу радиолярий [Danelian et al. ,2008,2009, Асатрян,2011] от среднего (?) -верхнего байоса -верхней юры до неокома. Слоистость кремнисто-вулканогенной формации изменчива по простиранию. На с-з к ущелью р. Сатанахач и к долине Даранак пачки силицитов сокращаются в толщине (в мощности), нередки линзы серпентинитокластов и бирбиритокластов. В окрестности с. Джил суммарная мощность формации сокращается до 100м. В радиоляритах определен комплекс радиолярий поздней юры-неокома [Асатрян,2011].

Латеральный переход от ущ.Саринар на с-з к окрестностям с.Джил нарушен поперечными разломами и выходами габбро.В долине р.Сатанахач меняются элементы падения серпентинизированных ультрабазитов на северо-восточные.Строение кремнисто-вулканогенной формации нарушено разломами ,которые отчетливо не сопоставимы с разломами ущ.Саринар. Возникли они при сдвиговых деформациях и смещении(?) протрузива серпентинизированных ультрабазитов ,видимо.на рубеже раннего и позднего мела.

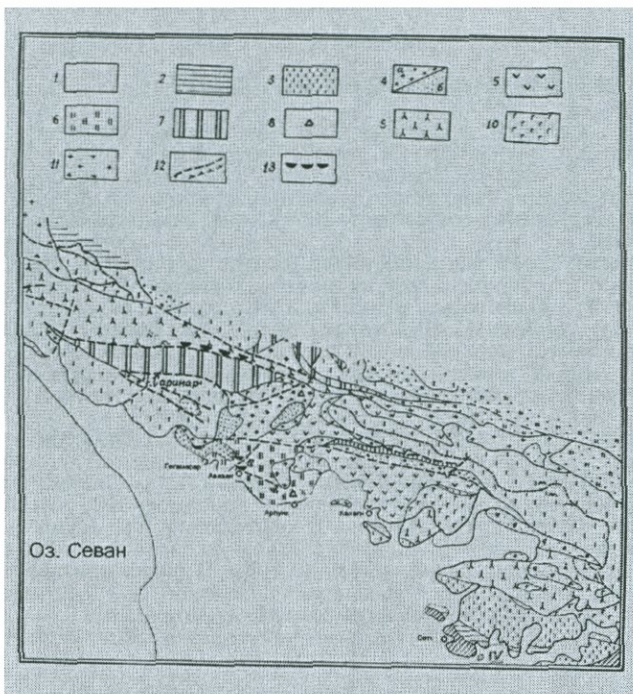


Рис.3.1 Схематическая литологическая карта Севанского хребта (составил М.А.Сатиан по литературным данным, фондовым материалам и личным наблюдениям)

1. Четвертичные озерные и аллювиально-делювиальные отложения, а также моласса плиоцена-миоцена (без расчленения). 2. Известняки, песчаники, палеоген.. 3. Микритовые известняки, верхний сенон. 4. Офиолитокластическая толща, нижний сенон: а-грубый флишоид, б-тонкий флишоид. 5. Диабазы, базальты, туфы, радиоляриты, гидротермальные силициты, крупные выходы габбро, серпентинитов и серпентинитокластов (тигранабердская литофация). 6. Слоистые и секущие силициты («кондуиты»), базальты, реже спилиты с линзами известняков и радиоляритов, кератофиры (авазанская литофация). 7. Щелочные и субщелочные базальты с пачками и линзами металлоносных силицитов (саринарская литофация)



.8. Известняковая (плитчатая) и карбонатно-терригенная флишеидная толща, титон-неоком-апт-нижний альб(?), 9. Ультрабазиты серпентинизированные. 10. Габбро. 11. Плагииграниты. 12. Разломы. 13. Бластомилониты. Вне масштаба узкая полоса вертикальной штриховки в блоке Тигранаберд – карбонатиты, листвиниты(?) М: 0=1км

Выходы метаморфических сланцев имеются у западной окрестности с. Гегамасар (б. Шишкая). В глубинной структуре фиксируются на сейсмическом профиле коры прибрежной равнины [Егоркина и др. 1976]. Состав: палеошпатово-роговообманковые метаморфические сланцы, включающие потоки смятых порфиритов, линз метарадиоляритов. Вероятно, это блоки рассланцеванных пород кремнисто-вулканогенной формации в принадвиговой зоне вдоль подножья Севанского хребта. В низовье р. Авазан (б. Гёйсу) указываются [Ренгартен, 1959] глыбы или утесы темносерых актинолитовых сланцев, блестящих кварц-сланцев с включениями зерен граната. Скорее, они относятся к древнему метаморфическому комплексу. На средних отметках ущелья Саринар развита эффузивно-вулканокластическая формация альб-позднемелового возраста [Жамойда и др., 1976]. Она слагается ассоциацией щелочных базальтов, туфов и туффитов, известняков, реже радиоляритов, песчаников. Линзы и прерывистые пачки известняков преобладают над радиоляритами. Породы эффузивно-вулканокластической формации несогласно перекрываются офиолитокластическими конгломератами и песчаниками позднеконьякского возраста [Ренгартен, 1959]. На нижних отметках хребта наложенная синклиналь (рис. 3.3) выполнена микритовыми известняками позднего сенона (известняковой формации), алевролитами и песчаниками, мелководными апоорганогенно-обломочными известняками граувакковой формацией раннего сенона.

Вдоль южного крыла вновь выступают породы эффузивно - вулканокластической формации - миндалекаменные трахибазальты , кератофиры и их туфы, известняки , реже радиоляриты. В радиоляритах определен *севанский* комплекс радиолярий альба – позднего мела [Жамойда и др.,1976] , в известняках обнаружены фораминиферы сеномана [Аванесян,1978].

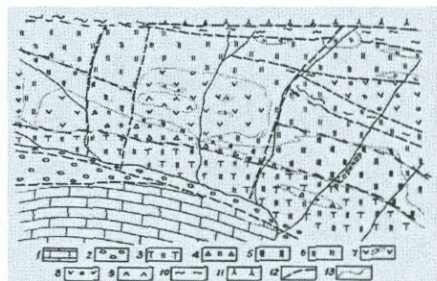


Рис.3.2. Геологическая карта верховья ущелья Саринар (составил М.А.Сатян)

1.Микритовые известняки, мергели, сантон-верхний сенон. 2. Конгломераты, песчаники офиолитокластические и полимиктовые, алевролиты, реже известняки, нижний сенон. 3.Эффузивно-вулканокластическая формация ,альб-нижний коньяк. 4-8. Кремнисто-вулканогенная формация офиолитовой серии, верхний байос(?) - верхняя юра-неоком. 4.Силициты, зеленовато-серые брекчии 5. Металлоносные силициты и прочие (радиоляриты и др.). 6.Силициты микрозернистые, железистые, реже радиоляриты и кремнистые аргиллиты. 7.Спилиты, спилитовые порфиры с мелкими линзами силицитов. 8. Шаровые лавы спилитов. 9.Альбитизированные дациты, альб-турон. 10.Метаморфические сланцы – аповулканыты. , силициты, зеленосланцевой фации . 11.Сланцеватые серпентиниты. 12.Разломы. 13.Литологические границы. М :0====250м

известняки, нижний сенон. 3.Эффузивно-вулканокластическая формация ,альб-нижний коньяк. 4-8. Кремнисто-вулканогенная формация офиолитовой серии, верхний байос(?) - верхняя юра-неоком. 4.Силициты, зеленовато-серые брекчии 5. Металлоносные силициты и прочие (радиоляриты и др.). 6.Силициты микрозернистые, железистые, реже радиоляриты и кремнистые аргиллиты. 7.Спилиты, спилитовые порфиры с мелкими линзами силицитов. 8. Шаровые лавы спилитов. 9.Альбитизированные дациты, альб-турон. 10.Метаморфические сланцы – аповулканыты. , силициты, зеленосланцевой фации . 11.Сланцеватые серпентиниты. 12.Разломы. 13.Литологические границы. М :0====250м

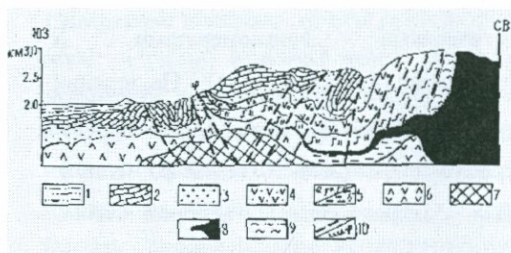


Рис.3.3 Геологический разрез вдоль ущелья

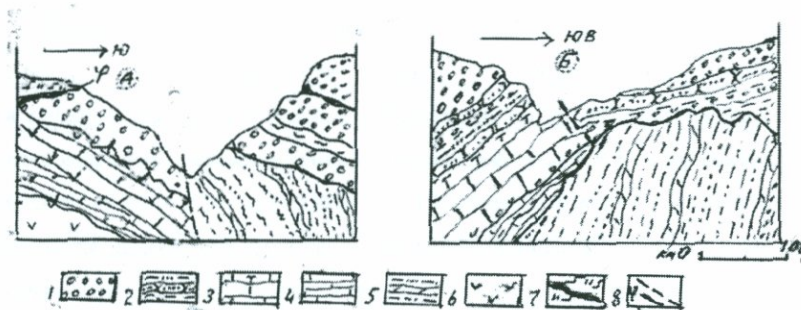
Саринар на юго-запад до берега озера Севан (составил М.А. Сатиан)

1. Четвертичные осадки озера. 2. Известняковая формация, верхний сенон. 3. Формация граувакковая офиолитокластическая, альб-турон. 4. Эффузивно-вулканокластическая формация, альб-турон. 5. Кремнисто-вулканогенная формация, верхний байос-поздняя юра-неоком: а-чередование внутриплитовых щелочных базальтов и ритмопачек силицитов, б- потоки спилитов, шаровые базальты. 6. Вулканогенная толща (базальт-андезито-дацитовая), байос(?). 7. Приразломные поднятия метаморфического фундамента(?). 8. Протрузии серпентинизированных гарцбургитов. 9. Приконтактные сланцы. 10. а-разломы, б-надвиги. М:0====1 км

### Поперечный трог Авазан

Вдоль долины р. Авазан (б. Гейсу) выступает ограниченная крутопадающими разломами толща красных конгломератов нижнего сенона. Вдоль южного борта замечены признаки термического контакта габбро и вмещающих кремнисто-карбонатных пород. Включают эти отложения штоки гидротермальных силицитов («кондуитов»), глыбы диабазов, мелкие протрузии брекчированных серпентинитов, по разлому выступают вулканиты, кремнистые породы, в их числе и металлоносные. Литофация у с. Авазан, вероятно, склоновая в рифте, смещена к шельфу тектонически и гравитационно при сжатии рифта в раннеконьякское время. Обращает внимание различие геологического строения склонов долины р. Авазан вплоть до верховья, наличие в верховье долины флишовой формации неокома с аптихами, выше по разрезу сменяющейся карбонатно-обломочными и известняковыми отложениями верхнего мела. Породы кремнисто-вулканогенной формации в этом пересечении выклиниваются. Это, несомненно, крупный внутрикоровый раздел. Надо полагать, им наследовано поперечное разрывное глубинное нарушение коры доальпийского этапа заложения. В мезозое слагающие его толщи

испытали сжатие ,деформации с надвигами по флангам офиолитов. Другой ,Майданчайский разлом широтного простирания продолжается от нагорья Варденис на восток. также представляет наследованную в мезозое зону разлома .В долине р.Авазанв ядре мелкой антиклинальной складки плитчатые известняки и флишоидные отложения включают аптихи. В верхних распадках долины эти отложения складчатые и несогласно перекрыты известняково-обломочной толщей сеномана(?)-раннего сенона и известняками позднего сенона. Известняки и флишоидные отложения (рис.3.4,пункт 5) сопоставимы с известняково-флишоидной толщей титона - неокома-апта(?) на юге Севанского хр. у с. Кахакн [Аванесян,1975,1978].Смещение офиолитов и пород эффузивно--вулканокластической формации при сжатии трога Авазан по его бортам оценивается от нескольких сотен метров до первых км.



ис.3.4 Геологические разрезы, поперечные долине р. Авазан р

А- среднее течение,Б- верховье(составил М.А.Сатян). 1.Толща красных конгломератов, нижний сенон.2.Флишоидная толща зелено-серых песчаников, алевролитов с прослоями мелководных известняков и конгломератов,сеноман?-нижнийсенон. 3.Известняковая толща с прослоями алевролитов, туффигов и с



базальными гравийными отложениями, турон(?). 4. Толща мергелей, алевролитов, осложнена конседиментационными оползнями, сеноман(?). 5. Флишоидная известняково-глинисто-алевролитовая толща, включает аптихи, титон-неоком-апт(?). 6. *Эффузивно-вулканокластическая* формация, альб-турон. 7. *Кремнисто-вулканогенная* формация, средняя(?)-поздняя юра--неоком. 8. а-Разломы, б-надвиги.

\* PS: После событий начала 90-х годов селам возвращены древние армянские наименования: бывшее с. Гейсу – ныне Авазан, Кясаман и Караиман – ныне Арпунк и Кахакн, Зод-Сотк.

### Блок Арпунк-Сотк

На юге Севанского хребта западный склон слагают надвиговые пластины западной вергентности, осложненные поперечными разломами (рис.3.5). На средних отметках склона выступают приразломные эпидотизированные базальты порфировой структуры и диабазы среднеюрского? возраста, они включают мелкие линзы магнезиокарбонатита (обломки магнезиокарбонатитов нередки в аллювии рек, сходящих с хребта). Выше по склону с базальтами по разлому сочленены породы *кремнисто-вулканогенной* формации, среди них много линз серпентинитокластов, глыб кристаллических известняков, прерывистых пачек мелко-микрозернистых известняков, а также линз радиоларитов и прочих силицитов. В низах склона *кремнисто-вулканогенная* и *эффузивно-вулканокластическая* формации по разломам и межразломным прокладкам серпентинитов сочленяются с толщей плитчатых известняков и с флишоидной толщей (алевролиты и песчаники) титон-неокома. На верхних отметках хребта маломощная микритовая известняковая толща верхнего сенона налегает на вулканические брекчии и лавы базальтов, сопоставимые с вулканиками нижнего сантона в привершинной полосе хребта к востоку от с. Гегамасар [Ренгартен, 1959]. По надвигу с серпентинитами в

основании они сочленены с толщей красных конгломератов коньяка. Контакт осложнен оползнями по серпентинитам .

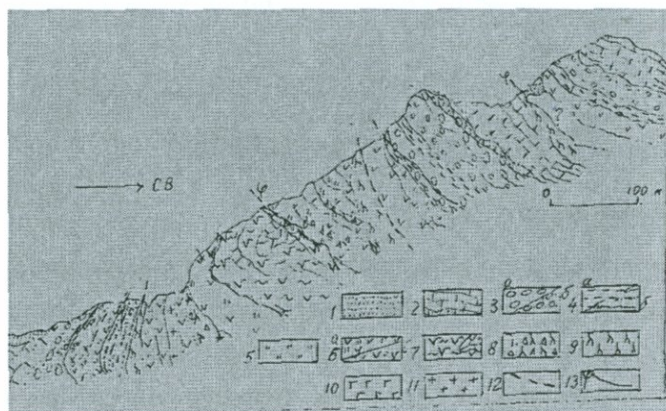


Рис.3.5

Геологический разрез западного склона Севанского хребта на широте с.с.Арпунк и Кахакн (составил М.А.Сатиан)

1.Делювиальные и озерные отложения . 2.Известняковая (микритовая) толща верхнего сенона.3.а-песчано-конгломератовая толща(свита«красных конгломератов»).б-флишоидная зелено-серая толща, песчано- алевролитовая .нижний сенон. 4.а-флишоидная алевролитово-глинистая толща (черный флишоид).б-флишоидная толща алевролитов,песчаников ,мергелей и известняков с остатками агпихов,титон-неоком-апт(?). 5. Радиолариты и другие силициты верхняя юра-неоком.б.а-кремнисто-вулканогенная формация средняя(?)-верхняя юра-неоком,б-эффузивно -вулканокластическая формация,верхний альб-турон. 7. Деформированные эпидотизированные метабазальты, диабазы, включают мелкие тела магнезиокарбонатитов,средняя юра(?).8.Серпентинитокласты. 9.Серпентиниты брекчированные. 10.Габбро. 11.Плагииграниты . 12.Разломы. 13.Крупные надвиги.

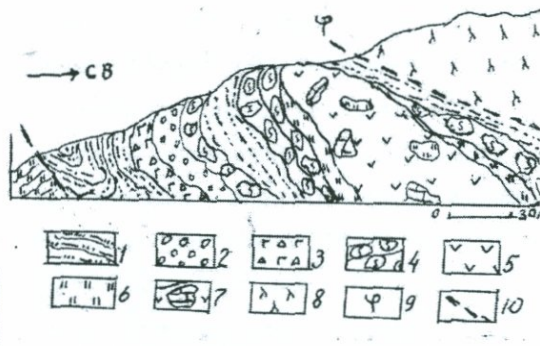
## Сегмент Тертер-Акера

Офиолитовый шов сегмента на востоке отделяет «Главный надвиг» от антиклинория Карабах. На западе шва краевыми являются антиклиналь Лачин и синклиналь Гочас. Соотношение с блоком Капан остается спорным. В строении шва преобладает тектонический меланж. Офиолиты слагают большую его часть [Гасанов,1985]. Ширина выходов меланжа до 5км, местами до 10-20 км. Южнее Лысогорского перевала к долине Аракса картируются лишь единичные мелкие выходы офиолитов. На правобережье Аракса (с-з Ирана) простирание шва резко меняется к востоку (араксийская сигмоида). Строение и возраст офиолитов сегмента Тертер - Акера трактуется по-разному [Книппер,1975, Соколов,1977, Гасанов,1985, Шихалибейли 1966, 1984, Вишневецкая,1984 и др.]. Выделены покровные пластины: нижняя габбро-гипербазитовая, верхняя эффузивно-радиоляритовая (верхняя юра-неоком), промежуточная олистоstroma [Книппер,1975, Соколов,1977]. По другой схеме [Шихалибейли и др.,1984] утверждается отсутствие покровов и позднемеловой возраст офиолитов. По моим наблюдениям в разрезе Ипякского покрова габбро-гипербазитовая пластина надвинута на опрокинутую к югу складку, в ядре которой вулканогенно-осадочная толща альба-турона включает олистолиты коралловых известняков поздней юры и перекрыта по крыльям офиолитокластическими отложениями сеномана?-раннего сенона (рис.3.6). Отнесение вулканогенно-осадочной толщи ядра антиклинали по остаткам кораллов в олистолитах к поздней юре [Соколов,1977] заслуживает дальнейшего подтверждения [Сатиан и др.,2007]. Более верхнюю секцию разреза, крылья опрокинутой к югу антиклинали с размывым сводом вдоль правого борта р. Ипяк, по нашим наблюдениям слагает

олистодрома с пачками флишоида,

Возраст кератофиров вулканогенно-осадочной толщи верхнемеловой (К/Аг - 95 млн.л., лаборатория ИГН). Из микритовых кремнистых известняков толщи соседних разрезов указываются позднемеловые фораминиферы [Абасов,1982], в радиоларитах определяется *севанский* комплекс радиоларий ,альб - позднемеловой [Жамойда и др.,1976]. К допозднемеловой кремнисто-вулканогенной толще, включающей сильно деформированные слои силицитов и марганцевистых их разностей, могут быть отнесены выходы в 0,5-1км северо- восточнее с. Ипяк-2. В радиоларитах разрозненных выходах этого уровня ,очевидно, и был определен доверхнемеловой комплекс радиоларий [Вишневецкая,1984].

Рис.3.6 Геологический разрез южного крыла покрова Ипяк. (составил М.А.Сатнан)



1.Алевролиты,песчаники,глины.. 1.Алевролиты,песчаники,глины.. 2.Конгломераты бирбиритокластов с пачками песчаников 3.Габброкласты. 4.Серпентинитокласты с примесью обломков габбро и базальтов.5.Базальты, изредка кератофиры ,включают олистолиты коралловых известняков верхней юры-неокома, линзы радиоларитов. 6.Радиолариты и кремнистые аргиллиты. 7. Олистолиты известняков с остатками кораллов поздней юры-неокома. 8.Серпентинизированные ультрабазиты .10.Разломы (и надвиги). М: 0====120м



Эти выходы дислоцированы до стадии крупноглыбового меланжа, по парагенезам пород сопоставимы со средне-юрской-раннемеловой кремнисто-вулканогенной формацией ущелья Саринар Севанского хребта. Аналогами эпидотизированных metabasalts и диабазов глыб на склоне Севанского хребта могут быть metabasalts в тектоническом меланже междуречья р.р. Тертер и Акера, радиологически (K/Ar) датированные поздним палеозоем-ранним мезозоем [Гасанов,1985]. Меланж включает также глыбы метаморфических сланцев, амфиболитов фундамента. Северная граница блока Тертер - Акера определяется выходами пелагических известняков и обломочных отложений раннего мела вдоль синклинали Атерк [Леонтьев, 1949], или Тоурагачайского - по Э.Ш. Шихалибеги [1966]. Это осадки сигмоидного изгиба офиолитового трога, который по карбонатным отложениям литофации склона прослеживается с запада на 30-40 км до среднего течения р. Тертер, где срезан крупным поперечным разломом. При сжатии коры к концу мезозоя соотношения пелагических известняков с офиолитами и с вулканогенно-осадочным мезозоем зоны Сомхет-Карабах осложнены поздними крутопадающими разломами и надвигами. Правосторонний сдвиг в этой сложно построенной приразломной зоне седиментации развивался и на постофиолитовом этапе и наследован сейсмоактивными разломами. Строение офиолитов синклинали Атерк [Ломизе и др.,1975, Соколов,1977, Гасанов,1985] подробно закартировано [Карякин,1984]. Выделены : нижняя габбро-гипербазитовая (серпентинитовый меланж) пластина, верхняя - эффузивная из внутриплитовых базальтов повышенной титанистости с глыбами, а на с-з с линзами кристаллических известняков, в которых обнаружены конодонты триаса (сообщение А.Г. Григоряна). Верхняя часть

разреза карбонатно-эффузивной толщи сопоставима с разрезом позднего триаса-лейаса старого Зодского перевала [Книппер и др., 1997]. В строении синклиория выделяется также эффузивно-радиоляритовая формация - базальты типа СОХ [Карякин, 1984], возраст по комплексам радиолярий валанжин - готерив. Формация сопоставима с верхней секцией разреза кремнисто-вулканогенной формации Севанского хребта.

### Сегмент г. Амасия - хр. Базум

В выходах кремнисто-вулканогенной формации вдоль юго-западных склонов Меграшатского хребта преобладают диабазы, отмечены субщелочные базальты порфировой структуры, вулканические брекчи. Пачки радиоляритов, мощностью до 10-20 м, слагают среди них несколько выходов, высокожелезистые разности использовались в прежние времена для выплавления железа, судя по остаткам шлаков. Встречаются также линзы и пачки белых мраморовидных известняков, внутриформационных конгломератов. Мелкие прерывистые выходы пород офиолитовой ассоциации имеют дивергентное чешуйчато-надвиговое строение, по краям с включением у г. Амасия гранат-слюдистых, кварц-слюдистых и др. сланцев [Меликсетян и др., 1984], по результатам Nd-Sr изотопии и РЗЭ метабазитов герцинского этапа [Zakariadze et al., 1988], сопоставимые с вулканогенно-осадочным пермотриасом басс. р. Чорох [Sengor et al., 1980]. Хр. Базум разобщен от офиолитов левобережья р. Ахурян меридианным разломом с протрузиями серпентинитов.. Пересекает разлом позднепалеозой-раннемезозойская сутура с офиолитами вдоль долины р. Дзорагет с приразломными выходами древних и герцинских метаморфических сланцев.

Тектонический меланж долины р. Дзорагет, зоны глубинного разлома доюрского заложения, включает блоки гарцбургитов, в разной мере серпентинизированных [Абовян, 1969, 1981]. В складчато-надвиговой структура мезозоя хр. Базум (рис.3.7). меланж правобережья р. Дзорагет перекрыт известняками спитакской свиты, относимой к титону (?) - неокому [Акопян, 1962]. Спитакская толща (свита) изоклинально складчата, пологими разломами разделена на чешуи северной, в долине р. Дзорагет также южной vergentности. В низах спитакской толщи в долине р. Чкнах структурной скважиной (800м) ближе к забою пройдены известняки с потоками андезитов и базальтовых андезитов.

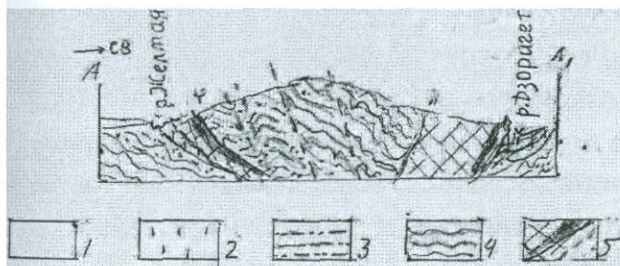


Рис.3.7.Схематический геологический разрез хр. Базум по линии р. Желтая - р. Дзорагет.

(Составлена по данным В.Т.Акопяна, С.А.Палаиджяна, дополнения М.А.Сатиана )

1.Вулканогенно—осадочные образования, верхний эоцен-четвертичные (без разделения). 2.Известняки микритовые, верхний сенон. 3.Граувакки, известняки турон(?) - ранний сенон. 4. Известняковая толща (спитакская), титон? - неоком, в основании с потоками базальтовых андезитов и андезитов; в надвиге толща сочленена с сланцеватыми известняками, песчаниками, алсволитами альба-сеномана(?). 5.-а. Тектонический меланж с блоками карбонатных и вулканогенных пород, габбро и серпентинизированных гипербазитов, б- разломы. В долине р. Дзорагет скважина (обозначена вертикальной стрелкой) вскрыла надвиг

известняков верхнего сенона на вулканогенно-осадочный средний эоцен. М: 0==1км.

. На юго-западе хр. Базум среди известняков спитакской(?) толщи потоки небольшой мощности базальтовых андезитов известково-щелочной серии до 50% минерального состава представлены глаукофаном [Агамалян, 2007]. Отнесение спитакской известняковой толщи по всей мощности к фации голубосланцевого метаморфизма [Агамалян, 2007] обосновано недостаточно, поскольку стресс-метаморфизм подавляющей части известняков не отмечался [Мандалян, 1999]. Известняки толщи микро-мелкозернистые, шламовые с линзами и пачками органогенно-детритовых известняков [Мандалян, 1990]. При сжатии в палеогене глубинного разлома (долины р. Дзорагет) породы эффузивно - вулканокластической(?) толщи позднего(?) мела надвинуты на спитакскую толщу. В ущелье Арчидзор это базальты, диабазы крупноглыбовой отдельности, афировые базальты с линзами туфов, радиоляритов, спонголитов. В радиоляритах комплекс радиолярий по определению Л.М.Казинцовой мелового возраста [Сатиан, 1984].

*Кремнисто-вулканогенная* формация хребта Базум в ущелье «Холодного ключа» в верховье р. Гергер, слагается толеитовыми базальтами [Galoyan et al., 2007]. В кремнисто-вулканогенной формации среди линз радиоляритов и других силицитов изредка встречаются металлоносные силициты, их выходы разобщены мелкими протрузиями серпентинитов. Видимая мощность формации до 250м, возраст по комплексу радиолярий - поздняя юра-неоком [Danelian et al., 2007, 2009]. В верхах ущелья р. Гергер вдоль (рис.3.8) кремнисто-вулканогенная формация сочленена с эффузивно-вулканогенной



формаией алба-турона, выходы которой слагают правобережье р. Черная.

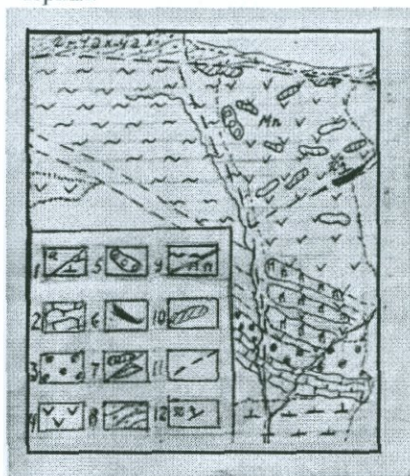


Рис.3.8 Схематическая геологическая карта правобережья верховья р. Черная (Составил М.А.Сатиан )

1а-Делювий и аллювий, б- вулканогенно-осадочная толща, средний эоцен. 2. Известняки микрозернистые, верхний сенон. 3.Обломочная толща с примесью офиолитокластов ,нижний сенон. 4.Щелочные базальты ,изредка тешениты, в низах разреза( на верхних отметках склона) известково-щелочные и толеитовые базальты,альб-турон.5. Линзы железистых силицитов. 6.Линзы металлонесных силицитов.7.Известняки тонко-среднеслоистые микритовые и мергели,реже туффиты.8.Известняки,мергели ,верхний сенон.9.а-брекчированные серпентиниты ,б.-дайки пироксенитов.10. Шток высокожелезистого силицита. 11.Разломы.12.Элементы залегания.М:0===30м

Эффузивно – вулканокластическая толща правобережья р. Черная отделена от офиолитов «Холодного ключа» широтным сейсмоактивным разломом, а на южном склоне г. Чах-чах - приразломной сланцеватой терригенно-карбонатной толщей с аммонитами альба (сборы П.Л.Епремяна) [Асланян,1958].Крупный блок в меланже эффузивно-вулканокластической толщи правобережья р.Черная слагается щелочными базальтами массивной текстуры и диабазами,тешенитами,на верхних отметках склона -толеитовыми базальтами. Щелочные базальты включают линзы радиоляритов (изредка Mn-Fe разности), спонголитов, известняков, прослой туфов и

туффитов в силицитах, мелкие дайки железистых кремней («кондуитов»), на нижних отметках склона долины р. Черная выступают дайки пироксенитов. Разломы, ограничивающие блок меланжа, выполнены протрузиями серпентинитов. Мелководные силициты (спонголиты и др.), а также сонахождение щелочных базальтов с туфами и туффитами отличают эффузивно-вулканокластическую толщу от кремнисто-вулканогенной формации ущелья р. Гергер. Вероятнее всего, толща позднемелового, досенонского возраста, несогласно перекрыта офиолитокластическими песчаниками и конгломератами нижнего сенона (20м) и выше по разрезу -микритовыми известняками верхнего сенона той же примерно мощности. Известняки верхнего сенона по разлому контактирует с осадочно -пирокластическим средним эоценом.

Структура хр. Базум, представляется антиформой, более сложной, чем принято обозначать её горст-антиклинорием. На меридианном профиле через хребет схематически отражено (рис.3.7) чешуйчато-надвиговое строение антиформы- южного крыла зоны глубинного разлома вдоль долины р. Дзорагет. Формирование надвигово-чешуйчатой структуры многоэтапное с главной фазой сжатия и протрузий серпентинизированных ультрабазитов к концу неокома. Растяжение с верхнего(?) альба сопровождалось базальтоидным вулканизмом, внедрением даек пироксенитов., протрузиями серпентинитов в зоне меланжа. Встречное падение зон приразломного меланжа и серпентинизированных ультрабазитов с северного и южного бортов антиформы хр. Базум (листрический тип) сформировалось полистадийно со сдвигами и осложнено складчатостью ларамийской(?) и пиренейской. Офиолиты ущелья «Холодный ключ» коррелируются со средне (?) - позднеюрскими – раннемеловыми офиолитами Севанского

хребта и междуречья р.р. Тертер и Акера.

### 3.2. Зона Зангезур-Ширак

Позднее открытие зоны [Асланян, Сатиан, 1977] объяснимо погребенностью офиолитов под надвигами обрамления и вулканическими и осадочными толщами сенона-кайнозоя. В ряде схем офиолиты Ширака (с. Кармракар и др.) объединялись с офиолитами хр. Базум в единую зону [Паффенгольц, 1948, Меликян и др., 1967 и др. ] В предлагаемой нами схеме это отдельные офиолитовые швы в офиолитовом синтаксисе-продолжения синтаксиса Эрзика (Эрзинджана) востока Анатолии. Рассмотрим зону с южного сегмента.

#### Сегмент Зангезур

Сегмент Зангезур прослеживается от долины Аракса до басс. р. Воротан и подножья Варденисского нагорья на севере. На сейсмическом профиле поперек зоны разлома Хуступ - Гиратах фиксируется отсутствие горизонтов отражения обменных волн до уровня Мохо [Асланян и др., 1981] , свойственное офиолитовым швам. На юге сегмента вулканогенно-осадочная толща *иванидзор* простирается на правобережье Аракса в Карадаг (Иран) , где, кроме базальтов, габбро, выявлены протрузии серпентинизированных ультрабазитов [Berberian et. al., 1981, Berberian, 1983]. Сходна ассоциация пород по левобережью (секущие и пластовые габбро, габбро-диабазы, лампрофиры, базальты [Ходжабагян и др. 1974, Агамалиян, 1999]. В долине Аракса породы контактово – термально метаморфизованы гранитоидами батолита Мегри конца эоцена - раннего миоцена.

Сочетание риолитов с пачками фтанитов(?) верхней части разреза толщи [Агамалян,1999] заслуживает дальнейшего подтверждения, поскольку при контактово-термальном метаморфизме на глубинах палеокоры порядка 1-2 км с переходом  $Fe_2O_3$  яшмоидов в FeO, ожидается смена окраска от кирпично-красной(яшмоидов) до темно-зеленой, желтовато-зеленой. В офиолитовых зонах фтанитоиды редки [Сатиан,1979,1987].

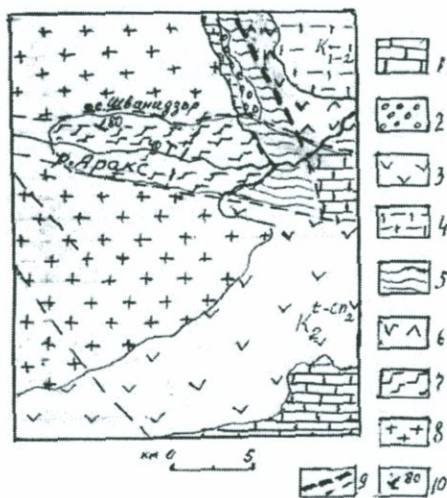


Рис.3.9.Схематическая геологическая карта левобережья Араса в р-не с. Шванидзор и севера Карадага(Иран).

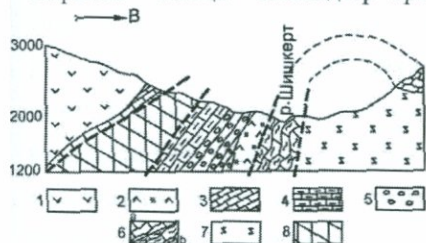
(Геол.карта с-з Ирана 1:250000, Агамалян,1999, Ходжабагян и др.,1974,Таян и др.,1993).

1.Известняки,верхний сенон.

2.Песчаники,параофиолитокластические, конгломераты,алевролиты, сеноман-нижний сенон.3.Вулканогенно-осадочная толща,сеноман-нижний сенон.4.Известняки плитчатые мелко-микрзернистые и органогенно-обломочные, нижний-средний мел.5.Известняки раскристаллизованные, включают потоки лав андезитов, риолитов, нижний-средний мел. 6.Карбонатно-вулканогенная толща (Капанского антиклинория), верхняя юра-неоком.7.Офиолитовая серия: субинтрузивные габбро, долеритовые порфириды, редкие серпентиниты -на правобережье Аракса [Berberian,1983], лампрофиры, потоки долеритов, в верхах - потоки риолитов и субвулканические кварцевые порфиры, среди риолитов мощные пачки силицитов [Агамалян, 1999], средняя(?) - поздняя юра- верхний



Офиолиты правобережья Аракса перекрыты вулканогенным и карбонатным поздним мелом, верхняя часть разреза вулканогенно-осадочной толщи по бортам Аракса палеонтологически датируется поздним мелом [Агамаян,1999, Verberian.1983]. Офиолиты средней и нижней частей разреза (в Карадаге) позднеюрского – раннемелового(?) возраста. Толща шванидзор простирается на север вдоль зоны



Зангезурского глубинного разлома (офиолитового трога).

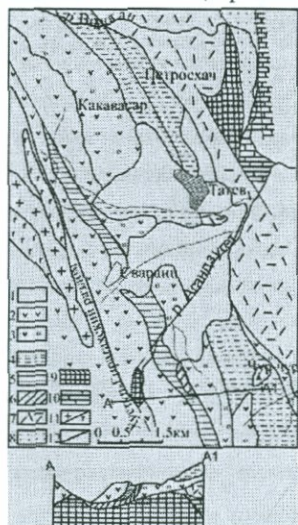
Рис.3.10 Геологический разрез по ущелью Спитак-джур, поперечному р.Шишкерт

(составил М.А Сатнан по фондовым, О.П.Гюлмджян, В.Г.Кочарян, литературным, А.А.Белов, 1981, Аракелян, 1971 данным и контрольным наблюдениям автора).

1.Экструзивные и эффузивные андезито-базальты, багацарская свита, средний эоцен. 2.Окварцованные кислые вулканыты, апт-турон(?). 3. Известняки светло-серые мелкозернистые, верхний сенон. 4. Известняки темно-серые мелкозернистые, с пропластками известковых туффитов, сантон(?). 5. Конгломераты полимиктовые бурые и буровато-зеленые, содержащие гальку пород офиолитовой серии и гранитов. 6. Известняки: а) крупнослоистые и массивные органические и органически-детритовые; б) тонкослоистые мелкозернистые, перекристаллизованные и сланцеватые, неок. 7. Эффузивы и экструзивы андезито-базальтов (верхняя юра-неок). 8. Известняки и кварциты, верхний девон-нижний карбон. Штрихом показаны разломы. М: 0=100м

В басс.р. Шишкерт потоки и субвулканические тела риолитов сопоставимы с верхней секцией толщи шванидзор. В опорном разрезе в ущелье Спитак-джур, поперечном долины р. Шишкерт, толща известняков и кварцитов позднего девона-нижнего карбона и перми,

маломощного карбонатного триаса(?) (рис.3.10). на рубеже раннего и позднего коньяка была надвинута на позднемеловую обломочную толщу. Обломочная толща включает гальку и гравий базальтов и спилитов, известняков, реже радиоляритов, габбро, очень редко-серпентинитов и бирбиритов. Обнаружены также валуны гранитов [Таян и др.,1993]. Галька известняков с остатками кораллов (*Eugya* cf. *interrupte* From., *Fungiastraea tendagurensis* (Dietrich), *Microphyllia* aff. *Guttata* (Koby), *Microsolena crassisepta* Sikharulidze, валанжин-раннебарремского возраста (определения А.С. Папоян). Строеие полимиктовой толщи с офиолитокластами чаще ритмичное. Низы разреза ритмопачек (1-3м) слагают гравелиты, реже конгломераты(галечники) с переходом выше через псаммиты к алевролитам. В 0,5км южнее долины р. Шишкерт в полимиктовой толще одним из элементов ритма служат тонкие слои зеленовато-серых силицитов с остатками планктона плохой сохранности. На юге в обломочной толще раннего сенона по наблюдениям Р.Н.Таяна много



обломков кислых вулканитов. Суммарная мощность толщи варьирует от 60 до 120 м. К северу меланж ущелья р. Агандзугет перекрыт обломочной толщей, возраст толщи апт?-верхний мел.

Рис.3.11 Схематическая геологическая карта бассейна р. Агандзугет [Левен и др.1990, Гушин и др.1991,дополнение по верховью Агандзугет- Сатиан,1979]

1.Аллювий и делювий (Q). 2. Вулканическая толща: андезиты, базальтовые андезиты, средний эоцен. 3. Полимиктовая песчано-конгломератная

толща (сваранцкая), маастрихт-палеоцен. 4. Вулканомиктовая песчано-алевритовая толща (татевская), кампан-маастрихт. 5. Полимиктовая песчано-конгломератовая толща с прослоями кремнистых сланцев и серпентинитов (чрагидзорская свита) коньяк. 6. Аргиллиты-алевролиты, песчаники (агандзугетская свита), турон. 7. Вулканомиктовые и полимиктовые конгломераты, песчаники, прослойки аргиллитов и линзы известняков, олистолиты лав, лавобрекчии от основного до кислого состава (окузаратская свита), апт. 8. Песчаники и конгломераты, апт. 9. Офиолитовый меланж. 10. Известняки, верхняя юра. 11. а) граниты средний эоцен-нижний миоцен, б) габбро нижний – средний эоцен. 12. Разломы. Разрез вне масштаба.

Размещение офиолитокластов указывает на западное направление развалов офиолитов, а постепенный переход по восходящему разрезу к микритовым известнякам позднего сенона - на раннесенонский возраст верхней части разреза обломочной толщи. Севернее долины р. Агандзугет зона меланжа продолжается к ущелью р. Воротан [Левен, Успенская, 1990, Гуцин и др., 1991]. Меланж отнесен к деструктивно-позднемагматогенному доаптского возраста (главная фаза). Активизация меланжа многоэтапная. К северу офиолитовый меланж погребен под отложениями сенона-кайнозой и наземно-вулканическим комплексом южных склонов Варденисского нагорья.

### Сегмент Севан (вдоль оси акватории озера)

Этот фрагмент офиолитового шва Зангезур-Ширак принадлежит зоне синтаксиса Ахурян -(Амасия)-Севан. С учетом гравиметрии и интерпретации снимков из космоса [Назаретян и др., 1976, Геология Севана, 1994] офиолитовая сутура простирается к северу под лавами Варденисского нагорья к оси котловины Севана. На южном берегу озера (рис.3.12.) офиолиты (метадиабазы и кумулаты) вскрыты скважиной у с. Карчахпюр. Вдоль оси акватории в донных осадках



озера выявлены вторичные аномалии рассеивания хрома, магния, марганца [Геология Севана,1994].И все же гравиметрия и аэро- и надводная не дает отчетливо выраженной аномалии сил тяжести вдоль оси акватории озера, видимо, из-за малых объемов ультрабазитов в коре,что подтверждается результатами структурного бурения на южном и северо-западном окончании озера.

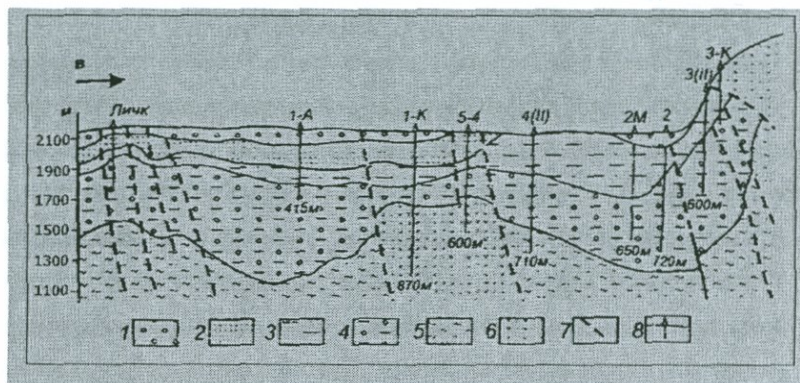


Рис.3.12. Геологический разрез Приварденисской равнины оз. Севан (данные структурного бурения и сейсмо-разведочного профилирования Дж.Оганесяна,Г.Туманяна , составил М.Сатян).

1-5.Моласса.1.Пески, глины позднего плейстоцена-голоцена.2.Песчаные осадки позднего плиоцена-плейстоцена. 3.Глинисто-песчаные осадки раннего-позднего плиоцена.4.Глинисто-песчаные осадки с линзами органогенно-детритовых мшанковых и других известняков, сармат.5.Глинисто-алевритовые отложения среднего миоцена, на западе включают пропластки гипса . 6.Кумулятивный (метадиабазовый) комплексе офиолитов-базальты,метадиабазы,габбро-диабазы, в низах разреза изредка пироксениты и серпентиниты ,средняя-верхняя(?) юра .7.Разломы .8.Структурные скважины и глубины забоя. Горизонтальный М:0====5км.



Продолжение офиолитовой сутуры на с-з озера к устью р. Дзкнагет воссоздается по взбросу в рельефе дна и по геохимическим аномалиям вдоль оси акватории (Геология Севана, 1994) .

Разрезы по скв. Дзкнагет-1 и антиклинали Дзкнагет приведены ниже. (рис.3.13,3.14).

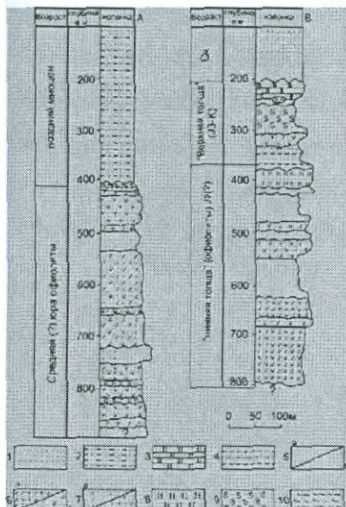


Рис.3.13. Геологические разрезы по скважинам Карчахпор-1, Дзкнагет-1

А- скв. Карчахпор-1. В- скв. Дзкнагет-1 [А.Т.Асланян М.А.Сатян ,1977, К.А.Мкртчян и др.-фонды ].

1.Пески, глины озерной молассы (плиоцен-антропоген). 2. Глины, известняки органогенно-детритовые и мелкозернистые алевролиты , реже песчаники, сармат. 3-10. *Офиолитовая серия*: 3. Линзы радиоларитов, чередующиеся с микритовыми известняками. 4. Песчаники вулканомиктовые. 5. Гиалокластиты: а) псаммо-

- алевролитовые , б) алевро-псаммитовые. 6-10.Кумулятивная серия-«нижняя толща» : 6. а) Диабазы, метадиабазы, б) чередование метадиабазов и габбро-диабазов. 7. а) метагаббро, габбро, б) габбро-диабазы. 8. Пироксениты серпентинизированные. 9. Серпентиниты. 10. Метасоматиты (петрография Л.С Чолахян и Г.С.Арутюняна).

Метадиабазы «нижней толщии» (рис.3.13) среднеюрского(?) возраста Отделены они от «верхней толщии» зеленосланцевым метаморфизмом, перерывом вулканизма, выдвигением пород кумулатов в размыв. Разрез по скв. Дзкнагет-1 выше слагают базальты, спилиты с линзами радиоларитов и микритовых известняков-«верхняя толща». В 6 км

выше по течению р. Дзкнагет в антиклинали Дзкнагет (рис.3.14) возраст радиоляритов по комплексу радиолярий титон(?) -раннемеловой [Асатрян2011], меловой комплекс радиолярий определен и Л.М. Казинцовой [Сатиан, 1979]. Надо полагать, таков же возраст «верхней» толщи в разрезе скв. Дзкнагет-1. Мелкие выходы ультрабазитов, офиолитовых вулканитов северного крыла антиклинали Дзкнагет несогласно перекрыты олистостромово-олистолиловыми отложениями, над ними залегает офиолитокластическая толща с постепенным переходом к микритовым известнякам позднего сенона и несогласно к мелководным известнякам дания - палеоцена; разрез верхнего мела ю-з крыла антиклинали сокращенный, и известняки по разлому сочленяются с зелеными туфами среднего эоцена.

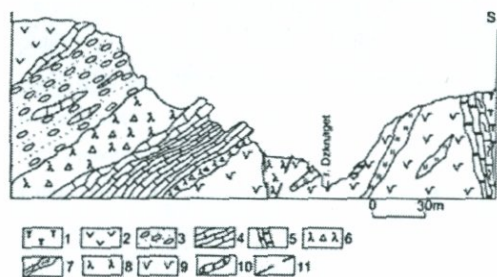


Рис.3.14.Геологический разрез, поперечный долине р. Дзкнагет. (составил М.А.Сатиан).

- 1.Туфы, средний эоцен.
- 2.Базальты, в кровле риолиты, сантон(?).
- 3.Конгломераты с офиолитокластикой, песчаники с линзами известняков,нижний сенон.
4. Тонкослоистые тонкозернистые известняки,турон-нижний сенон.
5. Известняки-олистоплаки массивные и крупнослоистые.
6. Брекчии серпентинитов и габбро.
7. Известняки микро - мелкозернистые, а также фораминиферовые,верхний сенон.
- 8.Серпентинизированные ультрабазиты (протрузии).
9. Базальты, спилиты, гиадокластиты.
10. Линзы радиоляритов и микритовых известняков.
11. Разломы .

Офиолиты долины р. Дззнагет пересечены Разднским глубинным разломом. На продолжении шва на запад [Паффенгольц, 1948.с.498]: «в районе селений Воскресеновка-Сисимадан-Сарумсахлу появляется ряд разрывов ,сопровождающих ряд крутых складок» ; здесь же у с. Воскресеновка « констатировано (В.Н.Котляр) несколько мелких интрузий гипербазитов». При расширении дороги к с. Фиолетово вдоль её борта А.Т.Асланяном отобраны известняки с серпентинитом (офикальциты). В разрезе структурной скважиной у г. Спитак предварительно к офиолитам отнесены толеитовые базальты, вскрытые ниже известняков позднего сенона и песчано-известняковой толщи раннего сенона(?) (петрография Л.С.Чолахян, данные геосъемки Туманяна Г.А.,1980-фондовые материалы) По простиранию к западу зоны разлома офиолиты отмечены в антиклинали Кармракар. Антиклиналь асимметричная с крутым, местами подвернутым южным крылом, песчаники и известняки сенона выступают узкой полосой вдоль левого борта р. Кармракар, их перекрывают туфогенный эоцен и вулканиты позднего миоцена-плейстоцена. На с-з антиклинали гарцбургиты и лерцолиты слагают Кармракарский массив [Абовян,1981] .На восточном крыле антиклинали среди многочисленных оползней встречены мелкие блоки базальтов с линзами радиоляритов и известняков - микритовых и оолитовых. По комплексу радиолярий радиоляриты датируются Л.И.Казинцевой меловым временем [Сатиан.1979,1984].

## Зона Приараксья

Поясовое развитие офиолитовой ассоциации вдоль долины Аракса выяснено по результатам глубокого параметрического бурения и картирования в бассейне р.р. Веди и Арпа [Сатиан и др.,1967, 1968, Сатиан,1979]. Выделены сегменты: западный в низовье р.р. Ахурян – Раздан, центральный – в долине р. Веди, другие два на юге в басс.р.р. Арпа и Аракс. Разделены сегменты зонами поперечных глубинных разломов и поднятиями варисского комплекса. В западном сегменте офиолиты вскрыты скважинами под сенон-кайнозойским флишоидом и молассой. Наиболее полно офиолиты и вмещающие толщи изучены в центральном сегменте, в басс.р. Веди.

### Сегмент центральный, басс.р. Веди

В начале XX столетия в долине р. Веди были обнаружены мелкие выходы ультрабазитов и габбро, на карте обозначены они как «офиты» [Bonnet,1924]. Отнесены были к «южному основному поясу» [Паффенгольц,1948]. Гипербазиты вдоль глубинного разлома [Егоян,1955] прослежены в верховье басс. р. Веди (Р.А.Аракелян и др.). Крупномасштабным геокартированием (В.Т.Акопян, М.А. Сатиан и др.,1960-1962 г.), кроме новых выходов ультрабазитов и габбро, обнаружены радиоляриты, лавы щелочных базальтов. В хосровской вулканогенной толще долины р. Веди по результатам геокартирования и палеонтологическим данным [Белов и др., 1991, Кванталианти,2000, Danelian et al.,2007-2009, Асатрян,2011] выделены [Сатиан,1979, Сатиан и др.,2001,2005,2009] формации: *предофиолитовая карбонатно-вулканогенная* (средний? - верхний байос-берриас), *кремнисто-вулканогенная* офиолитовой серии (валанжин - баррем-



апат?), *эффузивно-вулканокластическая* (поздний альб-турон). В антиклинали Манкук (рис.3.15) в основании карбонатно-вулканогенной формации в узких поперечных ущельях выступают деформированные блоки metabазальтов (кв.-хл.-альб.-эпидот), перекрытые маломощными кристаллическими серыми известняками. После обработки слабой плавиковой кислотой в нерастворимом остатке известняков А.Г.Григоряном отмечены зубы акул, апатит, полный состав обломочной и органической примеси в известняках не выяснен. Глыбы пятнисто-раскристаллизованных известняков встречаются и по экзоконтакту с трубками взрыва щелочных лампрофиров, видимо, выброшенные при эксплозии. Известняки, видимо, надстраивали внутренние поднятия зеленокаменно измененных вулканитов. Их следует отличать от линз деформированных разнотельных известняков среди щелочных базальтов в низах разреза карбонатно-вулканогенной формации севернее развалин с. Азизкент. В средней секции разреза карбонатно-вулканогенной формации щелочные базальты включают линзы известковых радиоляритов, которые по комплексу радиолярной датированы оксфордом-кимериджем [Белов и др., 1991] и вмещают маркирующий горизонт (20 м) шаровых лав пикродолеритов (рис.3.16). Ниже горизонта шаровых лав пикритов прослеживаются пачка и линзы магнезиокарбонатитов. В пикритовом известняковом матриксе формации нерегулярно размещены олистолиты кристаллических и пятнисто-раскристаллизованных серых массивных известняков, штоки («кондуиты»), железистых бурых и табачно-коричневых силицитов. Породы формации деформированы вдоль поперечных простираний разломов, помимо маркирующего горизонта шаровых лав пикритов (пикродолеритов и пикробазальтов), прорваны туфами трубок взрыва щелочных лампрофиров, пронизаны силлами пикритов. Вдоль контакта с туфами

щелочных лампрофиров трубок взрыва группы «Средняя» туфы щелочных базальтов, сменяющихся выше кислыми разностями (дацитового состава) подвергнутыми щелочному метасоматозу (фениты).

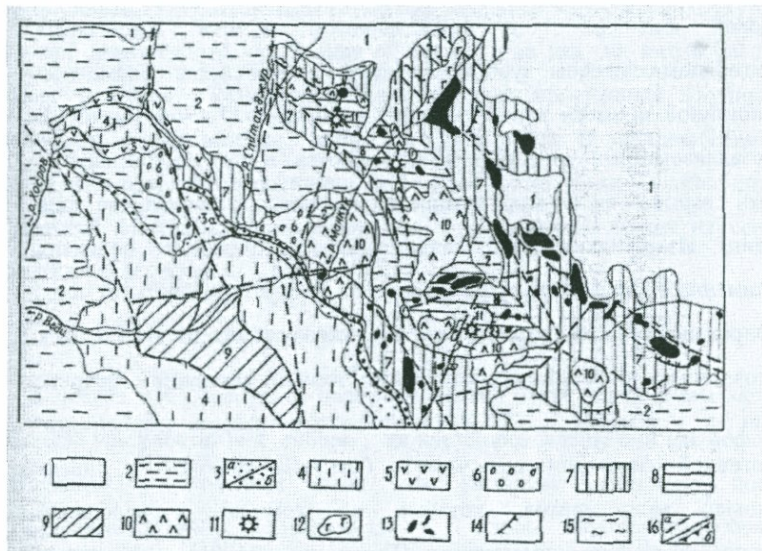


Рис.3.15.Лито-формационная карта верховья бассейна р. Веди (составили М.А.Сатиан,В.Т.Акопян по авторским,также литературными и фондовым материалам).

1-2.Наземно- вулканогенная и молассовая,  $N_2-Q$ толщи. 3.Морские мелководные формации : а) карбонатно-терригенная флишоидная нижний-средний палеоген. б) морская мелководная известняковая органогенно-обломочная, сеноман-турон ,граувакковая и олистостома нижний сенон(без разделения). 4.Относительно глубоководная известняковая микритовая формация, верхний сенон 5.Морская мелководная *эффузивно-вулканокластическая* формация, верхний альб-коньяк. 6.Морская мелководная вулканомиктовая формация, верхний коньяк-нижний сантон. 7. *Кремнисто-вулканогенная* глубоководная офиолитового трога, титон(?) -

валанжин-баррем-апт?. 8. Морская мелководная *карбонатно-вулканогенная* формация, средний?-верхний байос-берриас .9.Мелководный терригенно-карбонатный субплатформенный комплекс, верхний палеозой-триас .10.Субвулканические витрофировые андезиты,редкие потоки и дайки,верхи нижнего мела. 11.Диатремы (трубки взрыва) щелочных лампрофиров:туфы с дайками камптонитов и мончикитов.средняя юра-верхний мел : правобережье верховья р. Манкук – трубка «Верхняя»,по левобережью группа трубок «Средняя»(меридиан 44°57 '50'', широта-39°58'49").по правобережью верховья р. Веди - «Восточная». 13.Серпентинизированные ультрамафиты и габбро. 14.Крупные оползни. 15.Сланцы по породам кремнисто-вулканогенной формации (низкие ступени зеленосланцевой фации, изредка с глаукофаном).16.а-Разломы, б.крупные надвиги. М: 0=1 км.

Возраст карбонатно-вулканогенной формации, верхний байос-берриас, определяется по глыбам и гравию грубообломочных туфов щелочных лампрофиров в основании кремнисто-вулканогенной формации титона-неокома на верхних отметках правого борта р. Манкук (в 2,5км выше по течению от устья и в 900м выше домика лесничьего) . Имеются радиологические(Rb/Sr)определения по туфам от средней юры до сеномана-турона.

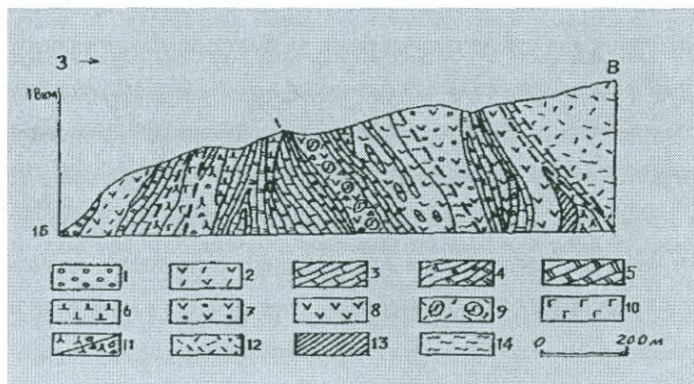




Рис.3.16 Геологический разрез левобережья среднего течения р.Манкук (составил М.А.Сатиан)

Формации: 1.Граувакковая верхний коньяк-нижний сантон. 2.Кремнисто-вулканогенная,нижний мел,3.Карбонатно-вулканогенная, верхний байос-берриас. 4.Известняки микритовые.5.Радиоляриты известковистые и линзы и штоки магнезиокарбонатитов.6.Туфы щелочных лампрофиров, байос – берриас. 7.Базальты субщелочные миндалекаменные.8.Спилиты, спилитовые порфириды. 9.Пикродолериты – шаровые лавы ,оксфорд—кимеридж. 10.Габбро-диабазы.11.а.Серпентиниты.б.-,серпентинитокласты.12.Субвулканические андезиты, нижний мел 13.Метасоматиты. 14. Рассланцеванные породы.

В карбонатно-вулканогенной формации антиклинали Манкук выявлены мелкие и удлиненные (30x90м) трубки взрыва, крупная изометричная трубка «Верхняя» (200x250м) -в верховье правого притока р. Манкук. Радиологически (Rb/Sr) по витрокластике туфов эксплозии средней юры синхронны щелочным базальтам (K/Ar) зоны меланжа антиклинали Ерах [Гукасян и др.,2005]. Туфы трубки «Верхняя» вмещают мантийные ксенолиты гарцбургитов и оталькованных серпентинитов, а также ксенолиты тонкослоистых известняков триасового облика, преобладают ксенолиты базальтов, нередко трахиты. Карбонатно-вулканогенная формация нарушена разломами, пронизана субвулканическими андезитами конца раннего мела. Суммарная мощность пород формации в 300- 400м сокращается к верховью долины р .Манкук. Карбонатно-вулканогенная формации осложнена разрывами вдоль склона левобережья р Веди и ,видимо, в её строении возрастает доля диабазов и базальтов,а вблизи у развалин с.Азизкент известно проявление в них медного оруденения.Породы карбонатно-вулканогенной формации резко сокращаются в мощности в низовье р.Манкук(рис.3.17).Здесь же выклиниаются породы кремнисто-вулканогенной формации,обе фамации прорваны субвулканическими



андезитами –жерловой фации(К/Аг -120,105 млн.л.).Ими обозначается внутреннее поднятие карбонатных и алевро-песчаных пород варисского этапа ,включая известняки с прослоями туффилов триаса. Наибольшая мощность кремнисто-вулканогенной формации вдоль верховья р.Манкук предполагается по выходам габбро-гипербазитового комплекса и мащных пачек радиоляритов(рис.3.15).

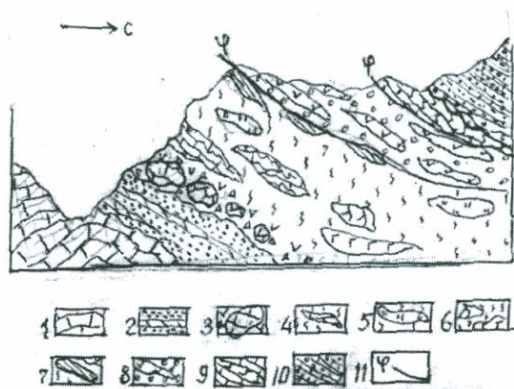


Рис.3.17  
Геологический  
разрез  
правобережья  
долины р.Веди.  
От«Кораллового  
оврага»долины р.  
Веди на север к  
г.Црдут (составил  
М.А.Сатиан).

1. Известняки органогенно-, обломочные, сеноман-турон 2. Флишоидная толща : алевролиты и мергели, реже песчаники с остатками одиночных кораллов , нижний коньяк .3. Олистоstroma -глыбы и мелкие обломки известняков ,сходных с офиолитокластикой в обломочно-известняковом цементе. 4-6. Обломки в песчано-карбонатном оползневом матриксе олистоstromы: 4-микритовых известняков,5-радиоляритов, базальтов .6- габбро и серпентинитов.7. Туфолавы голубовато-серые тонкослоистые в кровле олистоstromы .8. Конгломераты, реже песчаники вулканические,включают потоки(?) базальтов,андезитов (9. Базальты и андезиты с линзами и пачками красных микритовых известняков и радиоляритов,средний?-мел-нижний коньяк.10. Флишоидная толща песчаников ,алевролитов, конгломератов , реже мелководных известняков ,верхний коньяк-нижний сантон (южный склон г.Црдут).11.Надвиги. М:0====50м

Ниже по долине, примерно в 1,5 км выше устья по правому борту низы формации слагаются зеленовато-серыми толентовыми базальтами. Выше появляются красновато-бурые субщелочные и щелочные базальты шаровидные порфировой структуры, с линзами и пачками (0,5-1 м) радиоларитов и микритовых известняков. Суммарная мощность формации до 250-300 м.

В 25 км юго-западнее в карбонатно-вулканогенной формации антиклинали Ерах различаются субформации: *щелочно-базальтовая* (с керсутитом) и *гиалокласто - базальтовая* щелочная с потоками щелочных пикробазальтов, в верхах разреза с ограниченным развитием андезито - дацитов, секущих трахитов и риолитов, штоков кварцолитов. В антиклинали Ерах кровля формации датирована берриасом по многочисленным остаткам аммонитов позднего келловей-берриаса в линзе известняков над крупном ксенолите в трубке взрыва "Ерах. [Сатиан, Варданян, Канталиани, 1989, Кванталиани, 2000]. Возраст (К/Аг) гиалокласто - базальтовой субформации средне?-позднеюрский.

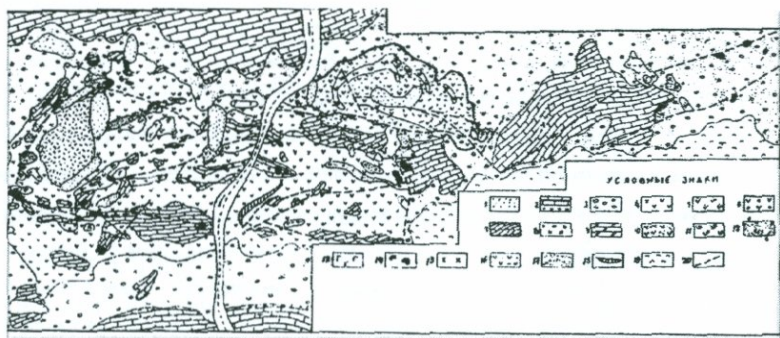


Рис. 3.18 Геологическая карта антиклинали Ерах (составили М.А.Сатиан и А.В.Варданян).

1.Озерные осадки, верхний плиоцен-голоцен.2.Известняки микрозернистые, верхний сенон.3.Конгломераты, песчаники офиолитокластические,верхний коньяк-нижний сантон. 4-15.Карбонатно-вулканогенная формация, средний байос-берриас. 4.Гиалокластово-базальтовая субформация,субщелочная с линзами микритовых и реже органогенно-обломочных известняков и магнезиокарбонатитов, в верхах толщи небольшие в мощности андезито-дациты, секущие трахиты, риолиты. 5. Базальты щелочные керсутитовые шаровидные с линзами карбонатитов, средний байос-берриас, перекрыты мелкими пластинами кремнисто-вулканогенной формации (титон-неоком). 6.Базальты миндалекаменные субщелочные. 7.Линзы микритовых известняков.8.Линзы яшм ,радиоляритов. 9.Линзы магнезиокарбонатитов. 10.Туфы щелочных лампрофинов.11.Дайки щелочных лампрофинов. 12.Андезиты жерловой фации.13.Габбро,14.Серпентиниты. 15.Плагииграниты. 16.Трахиандезиты. 17.Гидротермальные изменения.18.Дайки дацитов 19.Травертины.20. Разломы. М: 0== 60м.

). Радиологический (К/Аг) возраст вулканитов верхней секции В линзе (2м) известняков найдены остатки кораллов плохой сохранности (*Latusastraea* sp., *Latusastraea* cf. *Exiguus*(Frem.)), распространение от поздней юры- до мела, а вида-от готерива-баррема до апта (определения А.С. Папоян раннемеловой [Багдасарян и др.,1989]. Вдоль широтного разлома-раздела субформаций, выявлена преимущественно в щелочных керсутитовых базальтах крупная (500x300м) трубка взрыва «Ерах» (рис.3.18).. В современном срезе определяются туфы щелочных базальтов (ранняя фаза), туфы щелочных лампрофинов средней-поздней юры - берриаса и кольцевая дайка камптонитов и мончикитов позднемелового досенонского возраста [Сатиан и др.,2005]. Трубка перекрыта офиолитокластическими полимиктовыми конгломератами и песчаниками позднеконьякского возраста, вверх по

разрезу сменяются известняками сантона-позднего сенона. Эффузивно-вулканокластическая формация (альба-турона) отсутствует, возможно, резко сокращена в мощности. Здесь же отметим, что опорный разрез эффузивно-вулканокластической формации в басс. р. Хосров представлен в нижней части маломощными толеитовыми базальтами, в средней секции - преимущественно субщелочными и щелочными базальтами с линзами микритовых розовых известняков с остатками радиолярий и фораминифер плохой сохранности, в верхней секции - туфами и туффитами андезитов, дацитов. Суммарная мощность формации до 150 м. Формация включает силлы тешенитов (К/Аг - 107 млн. л.) и штоки трахитов (К/Аг - 84 млн. л.). Породы эффузивно-вулканокластической формации в верховье р. Хосров с угловым несогласием налегают на кремнисто-вулканогенную формацию, и по разломам контактируют с карбонатно-вулканогенной формацией. Наибольшая мощность эффузивно-вулканокластической формации, до 400-600 (?) м, вскрыта в скв. Двин (Чатма)-1 к югу от антиклинали Еранос. В керне спилиты датированы (К/Аг) в 96,2 млн. л., в низах разреза габбро-эссекиты - в 94 млн. л. Эффузивно-вулканокластическая формация выклинивается в строении антиклинали Еранос. По гравиметрии и магнитометрии в ядре антиклинали приподнят древний метаморфический комплекс [Оганесян, 1972, Акопян, 1972], обломки метаморфических пород многочисленны в граувакковой формации турона-нижнего сенона [Сатиан, 1979, Степанян, 1979]. К северу в долине р. Азат на южном крыле антиклинали Азат вдоль разлома выступают базальты, датированные (К/Аг) в 85-90 млн. л., вероятно, принадлежат эффузивно-вулканокластической формации альба-турона. Вулканические породы перекрыты несогласно граувакковой формацией коньяка (150 м) существенно



сланцевокластического состава, выше развиты светлокрасные известняки сантона мощностью до 30м.

### Сегмент западный, низовья р.р. Ахурян и Раздан

В междуречье низовья р.р. Ахурян и Раздан офиолиты погребены под флишеидным и мощным молассовым комплексами кайнозоя. Сокращенными мощностями отличаются граувакковая формация нижнего сенона и известняковая формация верхнего сенона. По левобережью низовья р. Ахурян глубокой скважиной Октемберян-1г под молассой кайнозоя на глубинах 3225-3632м (интервал в 407м) вскрыты спилиты (вариолиты), диабазы, относимые к офиолитовой серии [Агамалян и др.,1989]. Среди керн выделяются пикробазальты: окислы магния составляют 12.15%, Ni-(ppm)-200, Co-320, V-560, Cr-24, Cu-420, Sr-240, Ba-560. Повышенное для пикритов содержание  $SiO_2$  -45,02(вес %) объяснимо гидротермальным кварцем в интерстициях. В базальтах того же разреза концентрации (ppm): Ni-24, Co-130-240, Cr – менее 10, Zr-180-320. На глубинах 3651-5000м скважина до забоя вскрыла габбро-нориты. По правобережью Аракса серпентиниты отмечены Г.Абихом [1890,с.158] на г. Такялту, вытупают южнее г. Кагызман (геологическая карта Турции, М 1:500000) . Данные глубокой скважины Октемберян-1г и сейсмического профилирования [Осипова и др.,1973,Егоркина и др.,1973,1976] приводят к выводу, что в низовье р. Ахурян погребенные под молассами кайнозоя мощные офиолитовые (?) габбро в зоне глубинного разлома и вмещающие толщи сброшены более, чем на 2км. В зоне поперечного Разданского глубинного разлома, судя по данным скважин и выходам на восточном крыле Разданского разлома офиолитов в антиклинали Ерах и вскрытые верхи кремнисто-вулканогенной формации на глубине в 900м, сброс

офиолитов оценен не менее 1,5- 2км, сброс сочетается с левосторонним сдвигом. И так, сегмент Приараксья в низовьях р.р. Ахурян-Раздан, представляет крупный трог, в его строении бурением и сейсмопрофилированием выделяются приподнятые и опущенные блоки древнего метаморфического комплекса и менее отчетливее - офиолитов. Клавиатура блоков перекрыта флишондом сенона-эоцена и молассой миоцена [Осипова и др.,1975]. В долине Аракса вулканогенная толща, вскрытая глубокой скважиной Маркара-5, ранее была также отнесена к офиолитовой [Асланян,1958, Сатиан,1979]. С пересмотром кернов стало очевидным сходства разреза с позднепалеозойским - раннемезозойским вулканогенным комплексом,выступающим к поверхности ниже по течению Аракса у ст. Неграм [Гасанов,1985, Ахундов и др.,1983]. Севернее в окрестности с. Азиаберд радиологический (K/Ar) возраст габбро-диабазов и диабазов определен в 320 млн.л.- карбон [Гасанов.1985]. Лейасом датируются потоки толеитовых и субщелочных базальтов [Азизбеков,1961], отнесены они к континентальному рифту [Карякин,1989]. На правом берегу Аракса (с-з Иран) локально развиты диабазы, потоки базальтов и пачки туфов в осадочном разрезе позднего палеозоя-триаса [Stepanov et al.,1949]. В долине Даррех-дуз на геологической карте (M1:250000) указаны приразломные выходы спилитов лейаса (?).Как видно, континентальные рифты позднего палеозоя-триаса и лейаса сближны и в этом пересечении, как и между устьями р.р. Раздан и Ахурян [Сатиан и др.,2009].

### Сегменты : басс. р. Арпа и впадина Нахичеван

В бассейне р. Арпа, в долине р. Ехегис (правого притока р. Арпа) в ядре Тексарской антиклинали вулканогенная толща, вскрытая

структурной скважиной, достигает в мощности 345м. Глубже сважина вошла в битуминозные известняки с пропластками углей верхнего триаса(?). Низы вулканогенной толщи слагаются взрывными продуктами (60-65м), выше них следуют многочисленные потоки шаровых лав базальтовых трахиандезитов, с которыми переслаиваются потоки (10-12 м) трахибазальтов, трахиандезитов и фонотефритов со слоями пирокластики [Казарян,2005].Вероятнее всего, толща сопоставима с разрезом *карбонатно-вулканогенной* формации среднего байоса-берриаса антиклиналей Манжук и Ерах. В антиклинали Тексар нами прогнозируется открытие трубок взрыва туфов щелочных лампрофиров и карбонатитов. Сейсмопрофилирование коры и обилие офиолитокластов в толще раннего сенона [Егоркина и др.,1976, Сатиан,1971,1979 ,Рустамов,1979] убеждают, что офиолитовый шов,резко выклинивается к долине Аракса и , вновь продолжается в басс. р. Арпа. В обломочной толще раннего сенона восточнее с. Хндзурот, наряду с офиолитокластами, немало галек и глыб тешенитов,есть эссекситы, нордмаркиты. Снос их предполагается с магматических пород щелочной серии северного обрамления.

Завершим раздел схемой размещения в мезозое континентальных рифтов и офиолитовых трогов(рис.3.19 ,без палинспастики,) на основе данных наземного и дистанционного геокартирования,структурного и параметрического бурении,геофизических данных о глубинном строении коры.

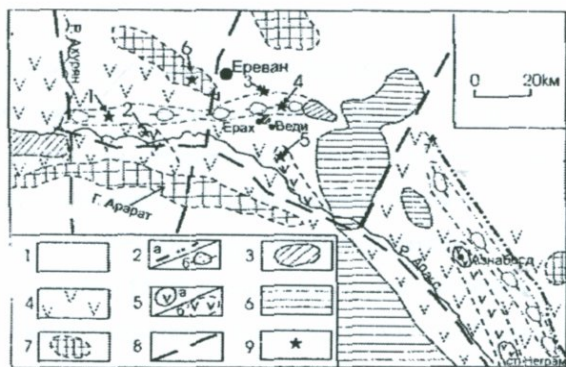


Рис.3.19. Схема размещения в коре зоны Приараксья континентальных рифтов и офиолитовых трогов мезозоя

1.Флишоидные и молассовые толщи и наземно-вулканогенный комплекс кайнозоя.2.Погребенные рифты:а)альба-турона,б) рифты и трого верхнего байосанеокома. 3.Поднятия пород офиолитовой серии в современной структуре.4.Область рифтогенеза в мезозос. 5.а)Вулканисты рифтов позднего пралеозоя-берриаса(без разделения),б)выходы вулканических пород рифтов позднего лейаса-берриаса. .6. Поднятия варисского комплекса.7.Погребенные поднятия байкальского (ассинтского) фундамента. 8.Разломы 9.Параметрические скажины: 1.Октемберян - 1г. 2.Мхчян-5. 3.Двин (Чатма-1).4.Веди (Карабахлар)-1. 5. Арарат-1. 6.Группа Паракар. 7.Ехегис(структурная скважина).

## Б. Вулканогенно-осадочные формации стадий рифтогенеза

### 3.4. Формации ранней стадии

Растяжения в мезозое чередуются с кратковременными фазами сжатия («аккордеонная тектоника»). В басс.р. Чорох (на с-в Анатолии) фрагменты офиолитов(?) Палеотетиса шарьированы на формацию Келькит, слагаемую продуктами базальтового и трахитового вулканизма[Bergougnan ,1976,Sengor et al.,1980,]. Структурное



наследование Палеотетиса и, возможно, без крупного перерыва в осадконакоплении предполагается в Севанском и Тертерском сегментах. Ранняя стадия обозначается *сланцево-диабазовой* формацией перми-триаса долины р. Чорох [Sengor,1980]. С правым сдвигом породы формации в меланже выступают в долине р. Дзорагет. Вдоль подножья хр. Базум ультраосновные породы унаследованы из сутуры Палеотетиса. К северному борту зоны растяжения в мезозое относятся поднятие фундамента Лок и другие, погребенные на продолжении к западу. В основании терригенного лейаса массива Лок предполагаются аналоги «нижних туффигов» Храмского массива визе-башкирского времени в континентально-лагунной фации, залегающих на кристаллических сланцах, вулканитах и гранитоидах байкальского-раннекаледонского этапа [Хуцишвили,1978]. К юго – востоку ранняя стадия растяжения представлена *терригенно-вулканогенной* формацией лейаса северного крыла Миапорской (Мургузской) антиклинали (верховья р. Асрик и Ахум). В басс. оз. Севан и в долине р. Тертер к начальной стадии растяжения относятся *карбонатно-терригенно-вулканогенная* и *карбонатно-кремнисто-вулканогенная* мелководные формации позднего палеозоя-триаса. Карбонатно-кремнисто-вулканогенная ассоциация триаса-лейаса(?) у с. Сотк (Зод) [Книппер и др.,1997] продолжается и к верховью р. Акера, где карбонатно-терригенные отложения с пачками туфов позднего триаса выявлены Г.А.Кечекком у с. Алякчи [Паффенгольц,1948,с.72]. Изученная А.Н.Соловкиным петрография и минералогия разреза позднего триаса сходна с известняками перевала Сотк. Подобная формация позднего палеозоя- триаса отмечается и в Атеркском синклинии [Карякин,1984]. Радиологические (К/Аг) датировки базальтов поздним палеозом-ранним мезозоем приводятся из блоков в меланже между речья р.р.

Тертер и Акера [Гасанов,1985]. И так, можно заключить, что в зоне Севан-Акера начало рифтогенеза относится к пермо-триасу, в центральном сегменте (Севанский хр. и в басс.р.Тертер), возможно, со среднего палеозоя, учитывая данные по Прикаспию Ирана, района г.Решт [Devies et al.,1972]. Длительность ранних стадий рифтогенеза в зоне Приараксья, включая и фазы сжатия не менее 50 млн. лет. Фаза метаморфизма приходится к границе раннего и позднего байоса-таков радиологический возраст аповулканических метаморфических сланцев в составе меланжа антиклинали Ерах.

В Приараксье выходы пород домезозойского вулканизма выявлены (по правобережью Аракса на с-з Ирана в Кух-э-Карагёз [Stepanov et al.,1969]. Продукты основного- среднего вулканизма выявляются выше по долине Аракса: вулканогенно-осадочные толщи домезозойского возраста вскрыты глубокой скважиной Маркара-5 [Сатиан и др.,2006]. В разрезе глубокой скв. Арарат-1 по левобережью Аракса известняковая толща с остатками фауны пермского возраста и, включающая потоки базальтов, также отнесена к рифтам ранней стадии. Перерыв в осадонакоплении датируется поздним карбоном [Аракелян.1964]. Карбонатно-терригенный комплекс среднего девона - раннего карбона с перерывом в позднем карбона несогласно перекрыт мелководной известняковой формацией перми-раннего триаса [Аракелян1964,Нисанян,1974]. Угленосная формация позднего триаса поднятия Дерманис отличается кварц-кварцитовым составом. Обломочная толща позднего триаса(?), но с большей примесью обломков базальтов толеитовой и щелочной серий выявлена в меланже на западе антиклинали Ерах [Сатиан и др.,1999,2009]. Кварцево-кварцитовый детрит уверенно связывается с размывом кварцитов субплатформенного варисского комплекса,

вулканомиктовый компонент ,вероятнее всего, сносился издале с поднятий палеозоя и карбона в долине Аракса. В долине Аракса соотношение формаций карбонатного верхнего(?)триаса с вулканокластово-базальтовой формацией лейаса-раннего байоса(?) осложнено разломами. Базальты и пикробазальты позднего байоса-раннего мела севернее с. Азнаберд залегают по надвигам на триасе.

### 3.5 Формации главной стадии ( офиолитовых трогов)

Мантийный диапиризм – один из ведущих факторов растяжения коры до её разрыва и формирования впадин ультракотловинной морфологии. Кремнисто-вулканогенная формация и габбро-гипербазитовый комплекс принадлежат центральному трогу. Наиболее крупный офиолитовый трог зоны Севан-Ахера, протяженностью до 50 км, ограничен поднятиями на с-з Севанского хр. у с. Джил, на юге -у перевала Сотк(Зод). В этих направлениях сокращаются суммарные мощности кремнисто-вулканогенной формации, глубоководная «саринарская фация» сменяется к Сотку (Зоду) менее глубоководной, в составе много линз серпентинитокластов, маломощных пачек линз микритовых известняков, преобладающих над радиоляритами,выклиниваются металлоносные разности силицитов, обильны признаки оползания осадков,нередки олистолиты кристаллических известняков (лейаса-байоса?). На выступах раннемезозойских гипербазитов развиты коры выветривания с бирбиритами и глинами. Протяженность рифта поздней юры-нокома обозначена крупным разломом вдоль всего западного склона Севанского хребта. Глубинный разлом картируется и на западном продолжении САЗ : разлом Аглаган, протяженностью до 65-75 км, выражен надвигами на вулканогенно-осадочный эоцен и верхний олигоцен верхнеюрских и верхнемеловых отложений, смещение

оценивается более 1км [Асланян ,1959,с.293]. В Приараксье главная стадия рифтогенеза сопровождается прибортовым Ереванским разломом ,указанным А.Т.Асланяном[Асланян,1958].

Рифтогенные впадины вдоль бортов ограничены краевыми поднятиями. Краевые горсты и «плечи»(?) воссоздаются в САЗ по налеганию на среднеюрском вулканогенном комплексе с длительным перерывом в седиментации вулканогенно-осадочного палеогена. Таковы переход от северного крыла синклиория Ширак-Севан, к вулканогенной шункарской толще среднего мезозоя, на которой залегает вулканогенно-осадочный эоцен, южнее Иджеванского синклиория на вулканогенно-осадочной толще средней юры залегает вулканогенно-осадочная толща эоцена. Далее к востоку на южном крыле Миапорского (Мургузского) антиклиория миапорская вулканогенно-осадочная толща нижнего - среднего байоса перекрыта вулканогенно-осадочным средним эоценом [Аванесян,2009]. Отложения шельфа и склонов трога воссоздаются редко, они наиболее уязвимы при деформациях бассейнов, сминаются и подвержены дезинтеграции. Их реликты нередко перекрыты обвальными накопления фронта надвигов офиолитов.

В Приараксье краевое поднятие на юге рифта воссоздается по выклиниванию кремнисто-вулканогенной формации в низовьях долин р. Манкук и р. Хосров-притоков р.Веди [Сатиан,1979]. Северный борт рифта на большем протяжении маскирован флипоидным палеогеном и молассой миоцена, лавами позднего плиоцен–четвертичного наземно-вулканического комплекса обрамления с главной фазой надвигов к началу позднего эоцена.



### 3.6 Формации заключительной стадии и обобщение

Вслед за крупной структурной перестройкой на границе раннего и позднего мела возникают рифты на новообразованной коре сжатых офиолитовых трогов. В сегментах Севанском и Акера САЗ оси рифтов смещены к западу относительно офиолитового трога, а в сегменте верховья Раздан-Ахурян-к югу. В Приараксье на южном крыле антиклинали Еранос внутреннее поднятие рифта воссоздается по залеганию флишоида дания-палеоцена и позднесенонских микритовых известняков с перерывом на мелководном карбонатном сеноман-туроне. Из разреза выпадает вулканогенный комплекс, мощностью до 1 км, вскрытый скважиной Чатма-1 в 6 км с-в с. Двин [Степанян, 1979, Сатян, 1979]. В ядре антиклинали гравиметрия показывает приподнятость древнего метаморфического фундамента [Оганесян, 1972], экзотические глыбы метаморфитов обнаружены в обломочной толще раннего сенона [Егоян, 1955]. В отложениях турона-нижнего коньяка антиклинали Шугаиб выявлены глыбы карбонатного триаса [Асланян, 1958], сползшие с поднятий вдоль северного борта верхнемелового рифта. В долине р. Веди вблизи устья р. Хосров воссоздается краевое поднятие вдоль южного борта рифта: чередующиеся щелочные базальты и мелкозернистые и микритовые известняки краевой литофации кремнисто-вулканогенной формации поздней юры(?) - неоком надвинуты с юга, а эффузивно-вулканокластическая формация альба-турона - с севера на органогенно-обломочные известняки турона [Сатян, 1979, с. 117].

Прогресс в изучении геологии Приараксья приводит к осознанию сложности наложения на субплатформенный варисский комплекс с-з Ирана и юга Малого Кавказа континентальных рифтов ранних стадий

растяжения. Заметное место принадлежит базальтовому и базальт-андезитовому вулканизму [Геологическая карта Ирана м1:250000, Stepanov et al., 1969, Штеклин, 1979, 1984, Ахундов и др., 1983, Карякин, 1989, Ломпзе, 1983, Гасанов, 1985, Ханзатян, 1992]. Наложение формаций раннеальпийского этапа на структуры варисского этапа осложнено фазами сжатия коры, формированием сдвигов в сочетании с раздвигами. В тектогенезе преобладают внешние силы, формируются короткие, и узкие кулисовидно сочлененные грабены, разделенные горстами домезозойского основания («Волчи ворота» и др.). Фаза сжатия и складчатости в раннем байосе сменяется растяжением коры и накоплением карбонатно-вулканогенной формации среднего (?) - позднего байоса-берриаса, относимой к *предофиолитовому* рифтогенезу коры (бассейн р. Веди). Формации включают трубки взрыва щелочных лампрофиров, карбонатиты, щелочные калиевые базальты, известняки, линзы известковых радиоляритов, лавы и sillы пикробазальтов и пикродолеритов, мелкие выходы серпентинизированных ультрабазитов, штоки габбро-диабазов. Соотношение формаций вдоль правобережья верховья р. Манкук и ассоциация пород указывают на прерывисто-непрерывный переход к офиолитовому трогу. *Кремнисто-вулканогенная* формация титона (?) - раннего мела отделена деформациями от карбонатно-вулканогенной формации, с выводом к поверхности и размывом пород внутренних поднятий и по краям рифта. На западе Приараксья формация, латерально сменяется вероятнее всего, метабазальтовой формацией, вскрытой глубокой скв. Октемберян 1-г

Отсутствие среди вулканитов осадков (силицитов и др.) [Агамалян и др., 1989], в первом приближении, объяснимо структурной позицией — на

пересечении офиолитовым швом поперечного глубинного разлома Ахурян.

Восточнее долины р. Веди по левобережью р. Арпа в граувакковой формации раннего сенона определены галька и брекчия тешенитов, базальтов, известняков, радиоляритов. Профилированием [Егоркина и др., 1976] выявлен типовой для офиолитов сейсмический разрез коры. На юго-востоке к долине Аракса выходы пород кремнисто-вулканогенной формации не известны. пикродолериты и пикробазальты в окрестности с. Азнаберд, скорее всего, принадлежат карбонатно-вулканогенной формации.

Группа *кремнисто-вулканогенных* формаций с габбро-гипербазитовым комплексом офиолитовой серии осевого трога чаще именуется эффузивно-кремнистой или эффузивно-радиоляритовой формацией [Книпер, 1975 и др., Соколов, 1977] по резкому преобладанию эффузивов над продуктами эксплозий. В зоне Севан-Акера возраст кремнисто-вулканогенной формации по микрофауне датирован со среднего байоса по неоком. К восточному борту рифта формация латерально сменяется *терригенно-карбонатной флишовой* формацией титона-неокома.

В мезозое Зангезурского сегмента возраст вулканитов низов вулканогенной толщи шванидзор офиолитовой серии по сопоставлению с выходами правобережного Аракса средне-верхнеюрский(?). В басс. р. Воротан выделен меланж базальтового комплекса с доаптской главной фазой деформаций [Левен и др., 1990]. Разделенная фазой деформации верхняя, кремнисто-риолитовая часть разреза толщи шванидзор позднемеловая [Агамалян, 1999]. В южной полосе басс. оз. Севан метадиабаз-кумулятивный комплекс в разрезе скв. Карчахпюр по

геологической ситуации среднеюрский, перекрытый молассой сармата. Кремнисто-вулканогенная формация в разрезе по скважине отсутствует. На с-з окраине озера в выходах кремнисто-вулканогенной формации антиклинали Дзкнагет возраст базальтов и радиоляритов по комплексу радиолярий и радиологически (К/Аг) определен титон (?) - неокомом. Низы разреза по скв. Дзкнагет условно отнесены к верхней - средней юре, а верхи к неокому.

Возраст кремнисто-вулканогенной формации Ведийского рифта по комплексу радиолярий титон-неоком [Белов и др., 1991]. К краевой зоне формацию сменяет мелководная известняково - терригенно - щелочнобазальтовая формация (низовье долины р. Хосров). В западном сегменте Приараксья metabазальты и диабазы разреза скв. Октемберян-1-г по повышенной магнизиальности, сходны с вулканитами карбонатно-вулканогенной формации среднего(?) - позднего байоса-берриаса верховья долины р. Веди, но более вероятно корреляция верхней секции вскрытого скважиной разреза с кремнисто-вулканогенной формацией, отсутствие же радиоляритов и других осадков среди толщи базальтов объяснимо высокой частотой вулканизма в зоне пересечения офиолитовым трогом поперечного меридианного глубинного разлома.

Из приведенных данных можно заключить о разной длительности главной стадии рифтогенеза : в зоне Севан-Акера от среднего байоса (возможно и ранее) до неокома, в Приараксье от титона(?) - до неокома и апта(?). В Севанском и западном сегментах зоны Зангезур-Ширак возраст кремнисто-вулканогенной формации предполагается от титона до неокома. Возрастные пределы формации меняются от одного сегмента офиолитовых трогов к другому и вквост простирания. Также варьируют



петрофонд кремнисто-вулканогенной формации, размерность выходов габбро-гипербазитового комплекса и соотношение габбро к гипербазитам, уровень метаморфизма пород.

На *заключительной стадии* рифтогенеза вслед за крупной структурной перестройкой на рубеже раннего и позднего мела возникают наложенные на предшествующий структурный план мелководные рифтогенные впадины. Длительность накопления *эффузивно-вулканокластической* формации позднего альба - турона, либо по раннеконьякское время включительно, определяется до 25 млн. л. Эффузивно-вулканокластическая формация на средних отметках уцелья Сарииар и в подошве хребта по парагенезам пород обозначает переход от склона рифта к шельфу, деформированному сжатием рифта. Вулканыты с пачкой радиоляритов в выходах у западной окраины с. Авазан, включают и металлоносные силициты. Этот блок принадлежали склону и тектонически и гравитационно(?) смещен при сжатии к шельфу.

В Приараксье, в центральном Ведийском сегменте в басс.р. Веди и в междуречье р.р. Веди и Азат (скв. Чатма-1 ) в составе эффузивно-вулканокластической формации силициты крайне редки, чаще встречаются известняки (линзы?) среди трахибазальтов, трахиандезитов, много продуктов эксплозивного вулканизма [Степанян,1979] и,возможно,намывной гиалокластикки щелочных лампрофиров.

Структурные несогласия на границе раннего и позднего мела, различия парагенезов пород и их геохимии, мелководность бассейна накопления на *заклучительной стадии* рифтинга,веские доводы *обособления* эффузивно- вулканокластической формации от офиолитовой серии.

На заключительной стадии рифтогенеза, кроме позднеальб-туронской (или до раннего коньяка) фазы вулканизма, выделяются раннесенонская и познесенонская фазы. Вулканизм раннего сенона восточнее с. Кахакн в привершинной полосе Севанского хребта представлен малыми по мощности базальтами, андезитами и брекчий нижнего сантона. Разрез сопоставим с вулканидами и известняками низов сантона привершинной части хребта восточнее с. Гегамасар (б. Шишкая) [Ренгартен, 1959]. Познесенонский щелочной вулканизм синклиория Гочас [Шихалибейли, 1984] по геохимии отнесен к континентальному рифту [Меликсетян, 2000]. Корреляция вулканогенно-осадочного мезозоя разреза Гочас со сходной ассоциацией пород по левобережью р. Масрик Восточно-Севанского хребта основывается на повышенной щелочности базальтов. по перекрытию вулканической толщи мелководными известняками маастрихта. Наложен ли рифт Гочас на позднеюрскую - раннемеловую континентальную кору северо-восточной периклинали антиклиория Капан, или же на породы эффузивно-вулканокластической формации западного края зоны Севан-Акера, предстоит выяснить.

В Приараксье к поздним фазам заключительной стадии рифтинга коры отнесены небольшие прерывистые потоки основных и кислых вулканидов нижнего(?) сантона и субвулканические их разности по правобережью верховья р. Азат.

Отметим также сопоставимость по времени растяжения коры заключительной стадии растяжения офиолитовых зон и поперечных рифтов зоны Сомхет-Карабах. На западе зоны Сомхет-Карабах к позднемеловому меридианному(?) рифту относится толща вулканогенно-обломочных пород и эффузивных базальтовых андезитов

и андезитов, вскрытая структурной скважиной к северу от хр. Базум у с. Ениёл. Разрез по скважине сопоставим с вулканогенной толщей субщелочной натровой серии турона-нижнего сантона континентального рифта Иджеван [Меликсетян,2000]. На юго-востоке поперечный континентальный рифт альба –раннего сенона Мартуни слагают лимбургиты, эпилейцитовые базаниты,трахибазальты [Меликсетян,2000]/

#### Глава 4.Породы-индикаторы стадий рифтогенеза

Щелочные лампрофиры, карбонатиты, лавы пикритов характеризуют предофиолитовую стадию рифтогенеза. Литологическим детальным картированием набор пород континентального рифтогенеза был выявлен в басс.р. Веди .

#### А. Породы предофиолитовой стадии

##### 4.1 Щелочные лампрофиры

Вмещающая карбонатно-вулканогенная формация датирована по радиоляриям и аммонитам поздним байосом-берриасом [Белов и др.,1991, Кванталиани,2000, Асатрян,2011].

Щелочные лампрофиры выполняют трубки взрыва-наиболее крупную в антиклинали Ерах и ряд мелких в 25км северо-восточнее, в антиклинали Манкук.

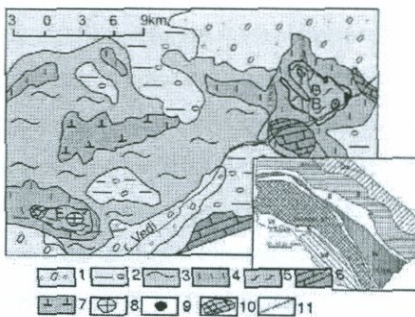


Рис.4.1 Схематическая геологическая карта басс. р. Веди и размещения трубок взрыва и карбонатитов.

1. Моласса, и наземно-вулканогенный комплекс ( $Pg_{3-Q}$ ); 2 .Флишоидный комплекс ( $K_2^{sn} - Pg_2$ );
3. Флишоидная терригенно-карбонатная толща ( $Pg_1^1$ ); 4.Известняковый и граувакковый комплексы ( $K_2^{sn}$ );5 . Вулканогенно-осадочный комплекс ( $J_2-K_2$ ), включающий офиолиты,карбонатиты, трубки взрыва лампрофиров; 6 .Субплатформенный карбонатно-терригенный комплекс ( $Pz_{2-3-T}$ ); 7 .Субвулканические фonoлиты, трахиты,олигоцен-ранний миоцен; 8. Диатремы щелочных лампрофиров и карбонатиты; 9 .Серпентинизированные ультрабазиты; 10 . Тектонический меланж; 11.Крупные разломы мезозоя; Е – антиклиналь Ерах, В – антиклиналь Манкук.. М: 0====5км Вставка – схема тектонических зон Малого Кавказа(обозначения на рис.2.1)

Изучались трубки детальным отбором образцов туфов, ксенолитов, даек камптонитов и мончикитов, проведена магнитометрия трубок, пробурены пять структурных скважин глубиной до 50м [Сатиан и др.,2005]. Строение трубки «Ерах» ковшеобразное - «бокал шампанского», глубина до 150м (рис.4.2). Выделяются фазы магматической активности : *ранняя* -гиалокластические туфы *щелочно-базальтового* состава с маломощными кислыми дифференциатами в верхах разреза, также дайки фонотефритов, *главная*- туфы щелочных лампрофиров, эксплозии с глубинного уровня, завершающие магматическую активность кольцевая дайка камптонитов и мончикитов позднего мела. Радиологический ( $Rb-Sr$  , $K-Ar$ ) возраст щелочно-лампрофировых туфов датируется от 175 до 102 млн.л.[Гукасян и др.,2005]. Порода массивная, рыхлая с поверхности до



2-3 м,охристо-зеленая , в изломе свежего зерна голубовато-зеленая .Состав: до 60-70% обломки вулканического стекла алевропсаммитовой , реже гравийной размерности . Кристаллокластика в туфах до 4-5% ,ксенолиты от 10 до 20% - количество их увеличивается в продуктах эксплозии поздней фазы трубки «Ерах». Ксенолиты в туфах - базаниты и оливиновые базальты,камптомончикиты,трахибазальты,фонотефриты, кальцио- карбонатиты .К ксенолитам пород домелового(?) магматизма: отнесены анортозиты,амфиболиты керсутитовые, габбро керсутитовое и керсутит-титан-клинопироксеновое. Большинство ксенолитов принадлежат породам верхней коры и подвержены начальным ступеням зеленосланцевого метаморфизма. К магтийным уровням относятся стекла и интрателлурические минералы [Сатиан и др.2005.2009]. Стекла диатремы «Ерах» с многочисленными глобулями более щелочные, чем в туфах диатремы группы «Хосров». Клинопироксены туфов щелочных лампрофиров,титансалиты свежего облика и без зонального строения. По отношению титана к натрию предполагается большая глубина корового магматического очага,формировавшая трубку«Ерах» ,относимую по ряду признаков к краевой в рифте Приарксья. Хромшпинель туфов трубки«Ерах» менее хромистая, чем в туфах трубок группы «Хосров» -осевой зоны раздвига. Кристаллы рубина в туфах размером не более 0,8мм ,большинство осколки(0,2-0,4мм),но без оплавления краев- признаки дробления и быстрого воздымания.Гранат-альмандин.изредка андрадит. В антиклинали Манкук трубки взрыва (группа «Хосров») мелкие (90x30м) эллипсоидные , более крупная трубка «Верхняя» , в поперечнике до 200м ,выявлена в верховье правого притока р.Манкук .

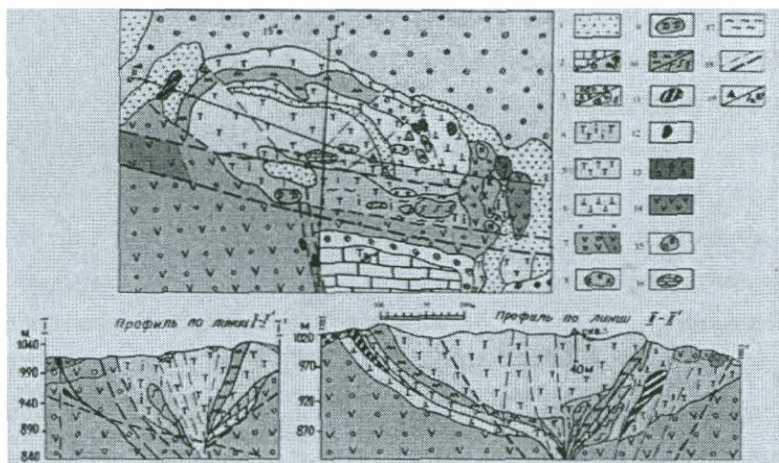


Рис.4.2 Геологическое строение трубки взрыва «Ерах»

(Составили М. Сатиан, А. Варданян, магнитометрическая съемка Г. Маркосяна, структурные мелкие скважины АрмГУ и фирмы «Сакарлит»).

1. Голоцен. 2. а- известняки, верхний сенон, б- конгломераты, песчаники, верхний коньяк--нижний сантон. 3. Линзы эпикластических туфов, а- слоистые, б- массивные. 4. Туфы (туффизиты) щелочно-лапрофировые высокотитанистые. 5. Туфы щелочно-лапрофировые умеренно титанистые. 6. Туфы щелочно-базальтовые. 7. Формации: а- карбонатно-вулканогенная, средний байос-берриас, б- кремнисто-вулканогенная, титон?- валанжин-баррем, 8. Крупные блоки кальцикарбонатитов. 9. Штоки диабазов. 10. Дайки и штоки: а- камптонитов и кампто-мончикитов, б- мончикитов (шток). 11. Силлы и штоки фонотефритов. 12. Серпентиниты. 13-16. Краевые крупные ксенолиты: 13. Габбро-брекчии. 14. Базальты. 15. Силициты. 16. Известняки микро-мелкозернистые. 17. Туфы с прожилками окисно-марганцево-кварцевые. 18. Разломы: а- крупные, б- мелкие. 19. а- скважины, б- возраст пород разреза по скважинам Карбонат кальция слагает цемент контактового, реже порового, изредка базального типа. Структура цемента под микроскопом сферокристаллическая волокнисто-перистая. Выявлены ксенолиты камптонитов и

мончикитов, принадлежащие ранним фазам формирования даечного комплекса (позднеюрские-раннемеловые датировки К/Агг Rb/Sr. Это означает несколько фаз формирования (трубки) «Ерах»), и перспективы рубиноносности могут быть выяснены бурением скважины, глубиной до 0,8-1 км.

В туфах трубок «Верхняя» и «Средняя» группы «Хосров» встречены ксенолиты карбонатизированных ультрабазитов с асбестовыми прожилками, глыба гарцбургита. Наиболее распространены мелкие обломки клинопироксен-плагиоклазовых базальтов щелочной и субщелочной серий, редки обломки габбро, трахитов. В туфах трубки «Восточная» выявлены ксенолиты пикробазальтов и базанитов. Количество ксенолитов и их размеры меньше, чем в диатреме «Ерах». С исходной магмой базанитового состава связаны ранние фазы эксплозий-щелочно-базальтовые туфы. Сжатие коры способствовало воздействию на магму флюидов и ликвации (?) базанитовой магмы на щелочно-лампрофировую и карбонатитовую магмы. Признаки *ликвации* базанитовой магмы выявлены в туфах диатремы "Восточная" в обломке стекла туфов щелочных лампрофиров (анализ на микрозонде и заключение Л.П.Плюсниной, ИЭМ,М). Определены мелкие глобулы высококалиевого состава (вес.%)  $K_2O - 5,61-7,22$  (то же в фидере), крупные глобулы-толеитового состава. В промежутках между частицами стекла под микроскопом наблюдаются реликты глобулярной структуры кальцита.

## Химический состав туфов трубок взрыва .

Таблица 4.1

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO <sub>2</sub>	32.69	37.05	40.71	45.41	23.04	25.75	33.76	32.42	37.01
TiO <sub>2</sub>	2.55	2.92	2.58	1.54	1.77	1.61	1.79	3.70	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.35	15.43	14.32	21.27	8.25	10.79	9.71	12.99	14.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.79	6.11	2.70	5.09	7.88	6.81	9.55	6.16	6.17
FeO	3.90	2.55	4.48	2.29	1.96	2.58	3.16	2.24	3.73
MnO	0.24	0.14	0,13	0.10	-	0.49	0.12	0.24	-
CaO	15.48	9.87	7.07	4.41	25.34	19.91	11.56	12.67	13.40
MgO	6.9	7.81	10.00	2.80	5.72	9.17	8.08	8.61	6.80
Na <sub>2</sub> O	3.16	1.40	3.20	1.50	0.63	0.20	0.75	0.55	1.00
K <sub>2</sub> O	1.69	1.50	1.50	2.80	0,69	1.80	3.0	1.80	1.90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.75	0.46	0.34	0.70	0.13	0.69	0.69	0.52	0.47
CO <sub>2</sub>	7.90	8.30	-5.10	-	20.59	14.43	11.28	10.0	14.40
H <sub>2</sub> O	1.95	3.68	1.60	7.89	4.81	2.67	5.40	4.80	-
ППП	5.90	2.60	2.28	4.76	-	4.17	1.07	4.39	0.44
Сумма	100.2	100.3	100.5	100.6	100.7	100.3	100.5	100.1	100.3

*Примечание:* №№ 1-9-туфы щелочных лампрофиров: №№ 1-3 трубка «Ерах», №5 трубка «Верхняя», № 6,7 -трубка «Средняя, № 8,9-трубка «Восточная». №4-туф щелочного базальта трубки «Средняя»

Обломки щелочно-лампрофировых туфов гравелитовой размерности в базальных слоях кремнисто-вулканогенной формации в верховье правобережья р. Манкук- прямые признаки сжатия пород карбонатно-



вулканогенной формации и размыва на границе с валанжином. В современном срезе уровень преобразования выполнения трубок не превышает глубинный катагенез(эпигенез) : по породообразующим обрывкам стекла туфов развиты хлорит, карбонат, окислы железа, монтмориллонит . Геохимия туфов щелочных лампрофиров способствует выявлению их палеоструктурной позиции. В туфах трубки «Ерах». На преобладает над К , преимущественно обратное их соотношение в туфах трубок группы «Хосров» . Трубки «Верхняя», « Средняя», «Восточная» ) по сравнению с трубкой «Ерах» отличаются: отношением  $La/Yb$  от 9,8 до 37,2, среднее 26,0(в трубке «Ерах»)- среднее 18,2),  $Sr/Ba$  - от 1,1 до 9,9 , среднее по 8 обр. - 4,8 ( в туфах трубки «Ерах»)- 0,9).  $Ta/Th$ - от 5 до 22,6, среднее 12,9 ( в трубке «Ерах» среднее -5,4). Отношение  $Ni/Co$  выше, чем в трубке «Ерах». Сумма РЗЭ в туфах щелочных лампрофиров трубок группы «Хосров» в среднем 164.7 г/т. , в туфах южной половины трубки «Ерах» - 62,7, в северной половине , где преобладают ксенолиты базальтов , трахитов- содержание РЗЭ до 181.7 г/т. По морфологии трубок взрыва , по петрографии и геохимии туфов воссоздается близосевая структурная позиция трубок взрыва группы « Хосров» ( антиклиналь Манкук) и более краевая позиция крупной трубки взрыва «Ерах» в антиклинали Ерах.

Картированием намечена связь трубок взрыва с двумя ветвями внутриформационных разломов: южной , вдоль антиклинали Ерах и северной – в пределах антиклинали Манук вдоль разломов разломов меридианного и с-з простирания и на их пересечении. Перспективно в отношении обнаружения трубок взрыва верховье р. Веди к востоку от трубки «Восточная».

В меланже на юго-западе антиклинали Ерах, с севера перекрытом четвертичным делювием и аллювием временных потоков, выявлен блок(20x10м) слоистых туфов щелочных лампрофиров и обломок кальциокарбоната, которые привнесены и включены в меланж, вероятнее всего, со скрытой под ними трубки взрыва.

К востоку от антиклинали Ерах, к северу от г.Веди перспективно открытие приразломных трубок взрыва, погребенных под граувакковой формацией раннего сенона. О вероятности обнаружения трубки взрыва в антиклинали Тексар, в басс.р.Элегис(правобережье р. Арпа) было сказано выше.

*Фенитизации* подвержены туфы ранних фаз вулканической активности трубки «Средняя»- щелочных базальтов и малой по мощности кислых дифференциатов. На 12-15 м от контакта калишпатовые разности с примесью эгирина ближе к контакту сменяются эгирином с примесью калишпата.

Возраст фенитизации (К/Аг) 127-104 млн.л., в среднем по 12 определениям- 115 млн.Фениты возникли при щелочном метасоматозе туфов щелочных базальтов и кислых дифференциатов внедрением туфов щелочных лампрофиров в разломы. Концентрации микроэлементов метасоматоза двух образцов:базальтового и дацитового(в скобках. табл.4.3)::La-45.9(32.0),Ce-150(221),Sm-14.0(16.9).Yb-8.6(10.6).Sr-62.4(52.8),Nb-94.6(145.8)Zr-607.2(979.5).

Таблица 4.2

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Элемент, ppm	06-13	06-13	06-14	06-15	06-17	06-18	06-22	94-224	43к	30к	БЕ-138	К-2/1
La	38.1	51.4	38.7	16.6	41.6	52.9	112.0	25.3	32.8	38.2	48.0	15.2
Ce	62.9	88.0	65.0	27.6	69.7	90.2	171.5	44.7	60.	67.8	78.6	25.2
Pr*	6.06	7.96	6.14	2.59	6.7	8.92	17.5	4.67	6.25	6.98	7.38	2.45
Nd	20.6	25.3	20.4	8.72	22.2	30.7	60.2	16.1	22.9	23.7	24.8	8.02
Sm	4.73	5.45	4.45	1.97	4.78	6.99	13.8	3.85	5.4	5.22	5.27	1.87
Eu	1.96	1.46	1.19	0.55	3.11	2.23	2.65	0.93	1.79	0.93	0.97	0.85
Gd*	4.8	5.9	4.71	1.82	5.53	5.99	12.5	4.97	5.25	5.12	5.99	5.21
Tb	0.66	0.86	0.64	0.23	0.84	0.73	1.64	0.78	0.69	0.7	0.87	0.29
Dy*	3.5	4.77	3.47	1.21	4.88	3.65	8.02	4.63	3.7	3.8	4.78	1.73
Ho*	0.69	1.02	0.69	0.23	1.08	0.64	1.53	1.09	0.69	0.72	1.03	0.34
Er*	1.74	2.63	1.72	0.55	2.81	1.4	3.6	3.0	1.68	1.74	2.62	0.87
Tm*	0.23	0.37	0.23	0.069	0.42	0.17	0.45	0.46	0.21	0.22	0.37	0.12
Y	32	42	30	10	75	20	42	75	13	20	42	18
Yb	1.13	1.77	1.04	0.33	2.03	0.72	1.95	2.59	0.99	1.1	1.76	0.61
Lu	0.17	0.29	0.17	0.048	0.35	0.095	0.28	0.44	0.14	0.16	0.28	0.093
Nb%	0.91	1.31	0.72	0.33	0.94	0.99	2.17	0.41	0.029	0.1	1.22	0.12
K%	0.55	0.32	1.08	0.12	0.24	0.26	0.07	3.63	1.11	0.67	2.5	2.67
Rb	21.8	-	92.7	13.6	-	90.0	-	66.6	-	9.63	-	149.8
Cs	-	0.94	2.23	1.36	5.18	2.21	1.74	0.84	2.05	1.58	1.13	8.9
Ca%	10.5	10.9	8.9	2.85	9.49	6.11	10.1	1.15	12.4	9.2	6.12	3.18
Sr	2005	115	1580	300	-	830	680	530	1140	305	640	690
Ba	485	95	190	180	320	285	330	575	1625	215	380	1105
Sc	17.6	14.1	17.3	7.09	19.8	22.4	19.8	25.6	13.1	16.6	17.8	24.7
Cr	94.0	91.8	131.2	56.1	133.1	169.0	140.9	170.1	106.5	118.6	105.7	163.1
Fe%	4.96	3.88	4.68	2.0	5.62	6.38	5.19	8.49	5.5	4.83	5.84	6.86
Co	83.9	29.7	35.5	27.3	35.9	38.6	34.1	37.4	36.3	49.9	30.8	17.0
Ni	250	-	490	100	-	1040	640	-	1.670	870	2080	
Zn	-	-	-	40	60	-	90	30	50	-	-	-
Se	7.6	6.14	7.08	7.83	2.89	4.76	5.71	13.1	4.59	4.83	7.15	0.45
As	2.3	1.68	0.97	0.5	1.53	5.7	5.96	6.95	3.59	5.38	2.9	5.25
Sb	0.45	0.78	0.66	0.52	3.09	2.09	1.87	2.29	0.68	1.74	0.51	0.39
Th	4.12	3.78	6.1	2.01	6.1	6.67	6.11	9.99	3.07	6.37	6.62	4.89
U	4.97	44.4	23.8	8.88	3.7	1.47	17.7	16.3	8.42	2.16	9.66	2.93
Br	0.032	0.059		0.058	0.039	0.032	0.03	0.024	0.013	0.01	0.043	0.032
Hf	2.75	2.49	4.13	2.79	3.42	3.88	0.55	0.2	3.32	4.31	5.7	6.76
Ta	0.26	0.51	0.27	0.74	0.46	2.63		2.05	2.0	0.51	0.29	0.67
Zr	70	30	70	23	30	24	70	85	82	19	15	85
La/Yb	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.59	0.65	0.56	0.55	0.56	0.61	0.6
La/Yb	33.71	29.04	37.21	50.3	20.49	73.47	57.43	9.77	33.13	34.7	27.27	24.91
La/Sm	8.05	9.4	8.7	8.4	8.07	7.57	8.11	6.6	6.07	7.32	9.1	8.13
Sr/Ba	4.13	1.21	8.31	1.6	-	2.91	2.06	0.92	0.7	1.41	1.68	0.62
Rb/Sr	0.01	-	0.05	0.03	-	0.11	-	0.12	-	0.03	-	0.22

Примечание : №№п/п: 1-5,8-туфы щелочных лампрофиров, диатрема «Восточная».

6,7-щелочно-базальтовый туф, диатрема «Восточная». 9-щелочно-лампрофировый туф, диатрема «Верхняя». 10-щелочно-лампрофировый туф, диатрема «Средняя». 11,12-щелочно-лампрофировый туф диатрема «Ерах».)-Данные экстраполяцией. Прочерк- не обнаружен. Нейтронно-активационный анализ, ГЕОХИ РАН.

Щелочной метасоматоз отмечен в туфах щелочных базальтов и дифференциатов также в долине р. Манкук вблизи контакта с секущими их

туфами щелочных лампрофиров.

В щелочно-базальтовых туфах антиклинали Ерах, красной в рифте литофации, фениты не были выявлены.

Надо полагать, что щелочной метасоматоз сопровождался ликвацией базанитовой магмы с возникновением туфов щелочных лампрофиров и был проявлен в оси растяжения под воздействием флюидов.

#### 4.2. Карбонатиты

Карбонатиты обнаружены в басс.р. Веди в хосровской вулканогенной толще, [Сатиан,1979,Сатиан и др.,2000] . По геологической ситуации толща относилась к позднему мелу [Егоян,1955, Ренгартен,1959].В последующем по парагенезам пород, комплексу радиолярий в силицитах, по находкам ископаемых аммонитов [Белов и др.,1991, Кванталиани, 2000, Сатиан и др. 2001,Danelian et al.,2008, Асатрян, 2011] и радиологическим датировкам в хосровской толще выделена *карбонатно-вулканогенная* формация среднего?-позднего байоса-берриаса, вмещающая карбонатиты . В антиклинали Ерах вдоль разломов среди субщелочных базальтов шаровой отдельности с прокладками гялокластитов, потоков щелочных пикробазальтов обнаружены линзы коричневатого-красных железистых магнезиокарбонатитов. Контакты с вмещающими базальтами обрывистые, деформированные. Светлосерые низкожелезистые разности магнезиокарбонатитов, выявлены в верхах разреза формации среди маломощных дифференциатов – щелочных андезитов и андезито-дацитов.



В 25 км северо-восточнее (рис.4.1) в карбонатно-вулканогенной формации антиклинали Манкук магнезиокарбонатиты представлены не только линзами, но и слоистыми пачками. Карбонатно-вулканогенная формация включает микритовые мелкозернистые слоистые известняки, нередкие олистолиты кристаллических известняков, линзы тонкослоистых известковистых радиоларитов, штоки кремнистого состава («кондуиты»), мелкие протрузии серпентинитов, габбро-диабазы. К низам разреза карбонатно-вулканогенной формации относятся кристаллические известняки и щелочные базальты. Видимая мощность карбонатно-вулканогенной формации 300-400м. Среднюю часть разреза составляет поток шаровых лав пикродолеритов и пикробазальтов, несколько уровней силлов пикритов. Пластовые залежи магнезиокарбонатитов (пачки) в ассоциации с силицитами размещены по левобережью долины р.Манкук в поперечном крупном

овраге ниже по склону лав пикритов. Как и в антиклинали Ерах, магнезиокарбонатиты структурно сближены с диатремами щелочных лампрофиров и размещены преимущественно вдоль разломов.

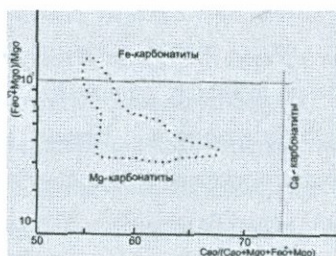


Рис.4.3 Поле составов слоистых карбонатитов Веди [на диаграмме Woolley et al., 1989].

### Магнезиокарбонатиты

Линзы, протяженностью в 3-5 м и толщиной в 0,5-1,5 м кирпично-красные, средне-тонкослоистые с пропластками светлого зеленовато-серого мелко-микрозернистого кремня.

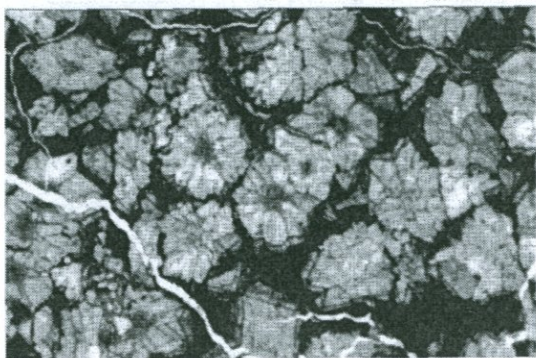


Рис.4.4 Магнезиокарбонатит, антиклиналь Манкук, фото шлифа под микроскопом, ув. 30(-).

Структура полнокристаллическая от мелко – до крупнокристаллической, часто радиально-лучистая, зональная с зародышами окислов железа, железистого доломита. Цемент из гидроокислов железа и реже микрозернистого халцедона. Тип цемента контактовый или контактово - пленочный, редко базальный. Выходы магнезиокарбонатитов представляют овалы диаметром до 4-5 м. В антиклинали Ерах в кремнистых магнезиокарбонатитах встречены редкие желваки (1-2 см) фосфоритов (апатит и коллофан). Состав (в вес. %):  $\text{SiO}_2$ -4.66;  $\text{TiO}_2$ -н.об.;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -26.22;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -2.63;  $\text{FeO}$ -0.86;  $\text{MnO}$ -н.об.;  $\text{CaO}$ -24.64;  $\text{MgO}$ -н.об.;  $\text{H}_2\text{O}$ -0.28; п.п.п.-н.опр.;  $\text{P}_2\text{O}_5$ -28.70;  $\text{CO}_2$ -11.84;  $\text{Na}_2\text{O}$ -0.45;  $\text{K}_2\text{O}$ -0.17; сумма-100.45. Концентрации РЗЭ (г/т): La-440; Ce-340; Nd-490; Sm-100; Eu-26; Tb-22; Yb-21; Lu-2.7 (нейтронно-активационный анализ, ГЕОХИ, М.). Эмиссионным спектральным

методом (50 анализов „ДФС-13,“) в 15% проб карбонатитов отмечены повышенные предрудные содержания фосфора. В нерастворимом остатке магнезиокарбонатита (после обработки в 5% соляной кислоте) в иммерсии определяются: диопсид, титан-авгит, тремолит, обыкновенная роговая обманка, из аксессуариев -гранат (андрадит), изредка циркон; в легкой фракции-плаггиоклаз, вулканическое стекло, изредка кварц. С содержанием кремнезема положительно коррелируются сумма железа и фосфор. Слоистые пачки магнезиокарбонатитов антиклинали Манкук прерывисто прослеживаются от среднего течения долины р. Манкук к востоку до 6км, смещены они поперечными разломами, прорваны туфами поздних фаз эксплозий щелочных лампрофиров и перекрыты базальтами и осадками. Принадлежат они, видимо, единой фазе гидротермальной активности. В низах пачек магнезиокарбонатиты кирпично-красные, нередко комковатые, выше серые, пятнистые красноватые и светлосерые. Верхи пачек изредка слагают тонкослоистые ритмиты зеленовато-серого алевро-тонкопсаммитового кремня с градационной слоистостью, вмещающие слойки коричневатых мшанково-водорослевых известняков-осадков турбидитовых потоков. Магнезиокарбонатиты пачек менее железистые, чем линзы, нередко преобладание закисного железа над окисным (табл.4.3, №№4,5), содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  более 1вес.%. Отмечается большая окремненность карбонатитов антиклинали Ерах

Содержания породообразующих химических элементов Mg-карбонатитов. Таблица 4.

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	24,6	0.1	3,71	3,68	7,18	-	24,0	7,9	0.26	0.18	0.21
3	22,2	0.1	02,5	5,30	5,34	-	32,0	7,1	0.51	0.21	0.26
4	19,4	0,2	1.39	7,70	3,44	-	31.0	15,95	1.30	0.23	0.16
5	6.37	-	1.84	0.41	4.31	-	31.0	14.14	1.20	0.25	0.06
6	26.2	0.3	0.27	4.33	2.80	-	23.6	10.60	0.18	0.26	0.18
7	15.9	0.1	0.81	5.63	3.08	-	26.2	12.28	0.20	0.10	0.23
8	19.4	0.2	3.7	3,7	7,2	-	35.0	13.78	0.13	0.03	0.09
9	27,6	0.1	1.83	9.04	3.57	0.14	26.1	7.20	0.04	0.02	0.15
1	10..5	0.1	2.10	2.89	2.35	0.18	28.9	13.10	0.12	0.33	0.03
11	7.70	0.1	1.36	3.68	1.82	0.63	30.0	13.40	0.10	0.17	0.03
12	12.0	0.1	2.60	3.90	2.16	0.22	28.4	11.80	0.14	0.37	0.03
13	35.0	0.2	3..01	9.25	-	0.35	31.0	8.68	0.14	0.25	0.32

. Примечание: №, №: 1-5, антиклиналь Брах, 6-13 антиклиналь Манкук. Штоки магнезиокарбонатитов вблизи трубки «Восточная» пронизаны прожилками кварца и кальцита, с вкрапленностью пирита. Обычны обособления магнезиального хлорита, прослойки светлосерого кремня состава (вес.%) : SiO<sub>2</sub>-71,0, TiO<sub>2</sub>-1,4 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-5,80, CaO-9.1, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO-3,72, Na<sub>2</sub>O-0,3, K<sub>2</sub>O-0.19, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-0,14. В г/т: Ba-260, Sr-86, Cr-37, Ni-8, Co-6, Cu-17, Zr-87.

В ущелье севернее трубки "Восточная" обнаружен щток (?) гидротермально измененных вулканитов диаметром в 200м, возможно, и более, перекрытый делювием. В аллювии временных потоков найдены



обломки серых крупнокристаллических магнезиокарбонатитов.

В бассейне р. Манкук в 0,7км восточнее на верхних отметках северного склона поперечного долине крупного оврага в пластовых светлосерых магнезиокарбонатитах (в двух образцах) атомно-абсорбционным методом определены (лаб. ИГН, в вес%) меди (0,01), цинка(0,38) , кобальта(0,052), кадмия (0.02) , никеля (0,32). Au-0,3-0,8 г/т.

Постседиментационные преобразования магнезиокарбонатитов состоят в перераспределении железа и кремнезема, кристаллизации магнезиального кальцита , хлоритизации вулканического стекла. Особенности минералогии соответствуют катагенезу (эпигенезу)..

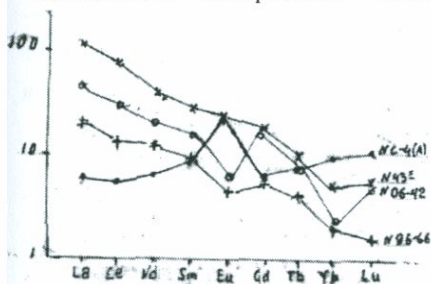


Рис.4.5 Схема нормирования к хондриту концентраций РЗЭ в карбонатитах

Магнезиокарбонатиты -№№06-42,06-66. Кальцио-магнезиокарбонатит-№43-х, трубка «Верхняя». Карбонатит из штока вблизи трубки «Восточная»-№С-

4(а).

№С-4(А)-карбонатит с положительной аномалией Eu-отобран из штока вблизи трубки «Восточная». На ряде месторождений положительная аномалия Eu обнаруживается в надрудных перекрытиях медносульфидного оруденения [Gale et al., 1999]. Отрицательная аномалия Eu в магнезиокарбонатите рассматривается в связи с окислительными условиями при отщеплении газо-гидротерм из расплава. Формирование гидротерм, вероятно, на уровне коры (в магнезиокарбонатите  $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,070713 \pm 0,002$ ). Для сравнения приведем результаты нормирования туфов щелочных базальтов и

щелочных лампрофиров. Значения нормирования ЛРЗЭ к хондриту в магнезиокарбонатитах ниже, чем в туфах щелочных лампрофирах и в кальцио-магнезиокарбонатите.

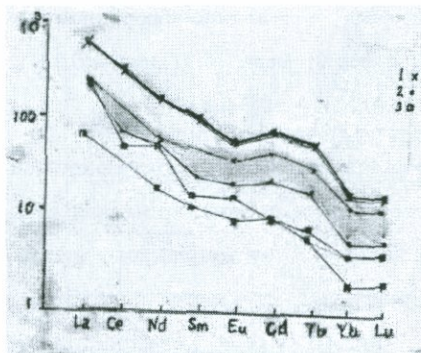


Рис.4.6 Схема нормирования к хондриту концентраций РЗЭ в туфах. 1- верхняя кривая- щелочно-базальтовые туфы ранней стадии эксплозий. 2- щелочно-лампрофировые туфы трубок группы «Хосров» (слабо затемненное поле) . 3- щелочно-лампрофировые туфы трубки «Ерах». В

составе РЗЭ туфов щелочных базальтов более отчетлива отрицательная аномалия Eu . Резкий спад к тяжелым РЗЭ (концентрации РЗЭ в хондрите , Sun et al.,1989).

Содержание редкоземельных элементов в магматических породах карбонатно-вулканогенной формации

Таблица 4.5

Обр.	0.6-42	96.66	С-4)	43-х	42-(61)	06-13-1	К-4/15	К-4/15-1-1	13	1	731	06-47
La	13.7	5.7	1.27	32.8	32.0	51.4	40.0	36.0	0.82	1.05	39.0	1.15
Ce	26.8	9.0	3.5	60.0	221.0	88.0	100.0	62.0	2.70	6.34	38.0	2.99
Pr	3.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	11.8	5.8	3.21	23.9	80.3	25.3	38.0	23.0	2.60	4.60	21.0	2.4
Sm	3.05	1.1	1.15	5.42	16.9	5.45	9.0	5.90	0.97	1.68	6.40	0.81
Eu	0.21	0.24	2.19	1.79	3.43	1.46	2.60	1.70	0.93	0.58	2.70	0.20
Gd	3.6	-	1.9	5.25	18.2	5.9	-	-	1.30	2.46	7.00	1.36

Tb	0.5	0.15	0.32	0.68	3.43	0.86	0.29	0.80	0.27	0.34	1.10	0.23
Dy	2.67	-	2.1	-	-	4.77	-	-	1.80	-	6.00	1.52
Ho	0.51	-	0.5	-	-	1.02	-	-	0.43	-	1.30	0.37
Er	1.3	-	1.54	-	-	2.63	-	-	1.40	-	3.50	1.11
Tm	0.18	-	0.28	-	1.69	0.37	0.12	0.30	0.22	-	0.45	0.19
Yb	0.86	0.40	1.54	0.99	10.6	1.77	0.61	1.60	1.72	1.90	2.60	1.17
Lu	0.13	0.049	0.28	0.14	1.5	0.29	0.89	0.30	0.22	0.33	0.33	0.23

Примечание: антиклиналь Манук, обр.№06-42 магнезиокарбонатит, антиклиналь Ерах, в 300м западнее трубки «Ерах»,антиклиналь Манкк, №96-66 магнезиокарбонатит ,№ С-4(А) карбонатит из штока вблизи трубки «Восточная» . № 43-х-кальцио-магнезиокарбонатит, трубка «Верхняя»,№42(61) -фенитизированный туф,трубка"Средняя». № 06-13-1 щелочно-базальтовый туф .антиклиналь Ерах,№К-4/15- стекло туфа щелочного лампрофира; антиклиналь Манкук,№ ,К-4/15-1 -щелочно-базальтовый туф, № 13- пикродолерит (силл) [Zakariadze et al., 1983]. № 1-пикродолерит шаровая лава, № 713-;базальт субщелочной [Zakariadze et al.,1983]? пегматитовое габбро,№ 06-47- Нейтронно-активационный анализ, лаб.ГЕОХИ, М.

Значения нормирования к хондриту концентраций РЗЭ в щелочно-лампрофировых туфах и карбонатитах.

Таблица 4.6

РЗЭ\№ обр.	06-42	96-66	43-х	С-4(А)	К-4/15	К-4/15-1	06-13-1	42(62)
La	57,8	24,1	138,4	5,35	168,8	163,3	223,2	135,0
Ce	45,7	14,7	98,0	5,22	163,4	108,2	147,4	361,1
Nd	25,3	12,4	49,0	6,87	81,3	43,7	65,7	171,9
Sm	19,9	7,2	35,3	7,52	58,8	29,1	45,7	110,4
Eu	5,3	4,1	30,9	37,76	44,8	20,5	47,1	59,1
Cd	17,5	-	25,3	9,24	-	22,9	20,1	88,6

Tb	13,4	4,0	18,45	8,56	32,1	17,1	19,5	91,7
Tm	7,0	-	10,6	9,88	12,2	9,0	6,6	66,3
Yb	2,35	2,3	5,05	9,06	10,0	6,1	4,2	62,3
Lu	5,3	1,9	5,5	11,02	13,8	6,7	3,7	62,5
La/Yb	32,2	10,5	27,4	0,59	16,9	26,7	53,1	2,2

Породы и места отбора - см.табл.4.5., концентрации в хондрите PЗЭ-по Sun et al.,1989.

В клинике выявлена биоактивность магниокарбонатов и положительные результаты в минералотерапии [Сатиан, Хангелдян и др., 2006 ].

### *Кальциокарбонатиты.*

Крупный ксенолит кальциокарбонатита (15x10 x 20 м) вдоль юго-восточного эндоконтакта диатремы "Ерах" состоит из рыхлой табачно-желтой основной массы кальцитового состава, в которой неравномерно размещены крепкие шаровидные автолиты (до 15%) в поперечнике 5-30 см, желтовато-серого цвета концентрически-зональной текстуры. Химический состав рыхлой вмещающей автолиты массы (вес%) : SiO<sub>2</sub>-8.46; TiO<sub>2</sub> -0.05; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-2.60; сумма FeO\*-9.01; MnO-0.07; CaO-43.44; MgO-1.75; п.п.п.-3.82; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-0.14; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-0.49; Na<sub>2</sub>O-0,01; K<sub>2</sub>O-0,48. Центр автолита карбонатно-кремнистого состава (SiO<sub>2</sub> - 60.26, CaO-12.07-16.52, MgO-1.03-1.53, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 3.51-3.71, FeO - 0.56), к периферии чередуются зоны (полосы) кальцитовые и высокожелезистые (гематитовые) с кристаллами (до 2-3, реже 5 мм) хромдиоксида, пикотита, серпентинит-галька, реликтов оливина (табл.4.7). При шлиховании дробленного автолита в тяжелой фракции определены: магнетит, мелилит, эпидот, гиперстен, антофиллит, из



аксессуарив - гранат, рубин, лейкосапфир, муассанит и апатит. Мелкие автолиты состоят из кальцита с вкраплениями преимущественно хромшпинелида. В кальците автолитов низки содержания ЛРЗЭ: La-1,24, Ce-3,5, Nd-3,21, определена положительная аномалия Eu. Концентрации (в г/т): - Eu-2,19, Gd-1,9, Tb-0,32, Tm-0,25, Yb-1,54, Lu-0,28. Кроме того, (в г/т): хрома-328, никеля-620, стронция-965, бария-605, низки содержания циркония-35. В хромдиопсиде автолита отношения изотопов мантийные-  $Sr^{87}/Si^{86}=0,70403$ , в кальците автолита -0,7064. В автолитах диопсид низкотитанистый, низкоглиноземистый с повышенным содержанием окислов магния. В хромшпинели концентрация окиси магnezия выше, чем в щелочно-лмпрофировых туфах. Также и содержание глинозема в хромшпинеле (ср.  $Al_2O_3$ -22,5). В совокупности с низкой концентрацией ЛРЗЭ предполагается исходной кальциокарбонатитов ультраосновная магма. Среднеюрский возраст кальциокарбонатита определяется на юго-восточном эндоконтакте трубки «Ерах»- над крупным ксенолитом кальциокарбонатита залегает линза органогенно-обломочных известняков мощностью до 0,6м с многочисленными хорошей сохранности аммонитами берриаса, а также позднего келловоя [определение Кванталиани, 2000]. Возраст прожилков тремолита в автолите кальциокарбонатита (K/Ar- 142-146 млн.л). Линза известняка над ксенолитом кальциокарбонатитов, очевидно, является конденсированными осадками склона подводного поднятия (штока). Шток(?) кальциокарбонатита прогнозируется за пределами восточного края трубки «Ерах», перекрытый обломочным и карбонатным сеноном и четвертичным делювием.

Таблица 4.7

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	53,30	52,45	48,93	1,35	-	0,72	54,44	48,82	58,92	52,54	38,46	56,92
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,08	-	0,40	0,10	0,08	0,09	0,43	0,58	0,36	5,72	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,94	3,73	3,57	33,49	44,05	49,73	3,37	18,51	12,86	31,68	18,92	12,14
FeO*)	2,53	2,76	4,02	16,54	12,60	10,01	5,97	11,63	7,42	1,78	10,15	6,62
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	19,2	16,43	13,96	15,26	20,01	20,56	34,37	11,05	6,72	2,57	17,15	12,14
CaO	20,31	23,63	28,12	0,53	0,12	0,08	0,82	3,20	1,58	0,06	0,29	1,56
Na <sub>2</sub> O	-	-	0,01	0,27	0,90	-	-	0,62	0,24	0,36	1,33	0,58
K <sub>2</sub> O	-	-	-	0,92	-	-	-	0,62	0,24	0,36	7,92	5,56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	0,92	1,39	31,24	22,22	18,82	0,94	5,26	6,89	0,02	0,06	3,96
сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

*Примечание:* №№ 1,2-диопсид,3-хром-диопсид,4,5,6-пикотит, 7-талк,8-амфибол, 9-фуксит, 10-мусковит,11-Ti-биотит,12-St-биотит. Результаты микрозондового анализа,лаб.Музея природы,Вена,Австрия.

Выход шаровидных кальциокарбонатитов без рыхлого кальцитового матрикса и, вероятно, в коренном залегании наблюдался в антиклинали «Манкук», в верховье левого распадка крупного оврага, поперечного среднему течению долины р.Манкук.

#### *Кальцио-магнезиокарбонатит*

Слагает прерывистые выходы вдоль южного эндоконтакта трубки взрыва щелочных лампрофиров «Верхняя» и в малых количествах в одной из трубок группы «Средняя» антиклинали Манкук. Порода светло-серого цвета, массивная, состоит из мелко-среднекристаллического магнезиального карбоната кальция с реликтами глобулярной структуры; в карбонате кальция размещены обрывки стекла полосчатой текстуры с многочисленными точечными обособлениями окислов железа, мелкими директивно ориентированными таблитчатыми кристаллами мелилита (?) и мелкоагрегатного вещества, сходного с магнезиальным хлоритом. Содержания в породе РЗЭ :La-32.8; Ce-60.0; Nd-22.9; La/Yb-33.13, высоки концентрации хрома и никеля, низки глинозема и щелочей. Кальцио-магнезиокарбонатиты возникли в раннюю эффузивную активность трубок взрыва «Верхняя» и «Средняя», синхронную эксплозиям туфов щелочных базальтов трубки «Ерах». Большая часть кальцио-магнезиокарбонатитов уничтожена последующими взрывами и эрозией.

#### *10. Феррокарбонатит*

Ксенолит феррокарбонатита, толщиной в 1м, протяженностью в 3м, в туфах щелочных лампрофиров выявлен в 300м западнее трубки «Ерах», в овраге вдоль северного крыла антиклинали. Ксенолит

выброшен ,вероятно, из щелочно-базальтовой керсутитовой субформации. Химический состав (в вес.%):  $\text{SiO}_2$ -13.40;  $\text{TiO}_2$ -0.66;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -4.32;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -30,15;  $\text{FeO}$ - н.об. ;  $\text{MnO}$ -0,12;  $\text{CaO}$ -24.36;  $\text{MgO}$ -1.26;  $\text{P}_2\text{O}_5$ -0.34;  $\text{H}_2\text{O}$ -0.97; п.п.п-4.88;  $\text{CO}_2$ -27.83;  $\text{Na}_2\text{O}$ -0.12;  $\text{K}_2\text{O}$ -1.10. Атомно-абсорбционным методом(лаб.ИГН) определены ( вес.%) :  $\text{Cu}$ -0,02, $\text{Zn}$ -0,032, $\text{Pb}$ -0,040 , $\text{Co}$ -0,03, $\text{Ni}$ -0,035,  $\text{Au}$  (в г/т) -0,19, $\text{Ag}$ -0,25.

Кратко о генезисе карбонатитов Веди . *Линзы магнезиокарбонатитов* и слоистые пачки образовались из гидротерм и газов, осаждением в неровностях вулканического рельефа дна рифта.Последующие деформации исказили их соотношение со вмещающими базальтами. *Слоистые* пачки магнезиокарбонатитов пресекаются туфами щелочных лампрофиров поздних фаз эксплозий. Диатремы щелочных лампрофиров разобщены от карбонатитов,но тяготеют к одним и тем же разломам. Карбонатитовая магма и гидротермы возникли,видимо, при ликвации базанитового расплава.

*Кальциокарбонатиты* возникли замещением ультраосновных пород базальтовым расплавом,наряду с воздействием глубинных флюидов, обогащенных  $\text{CO}_2$ - [схема Маракушева,1988] . Отмечается низкая концентрация ЛРЗЭ кальцитового матрикса, концентрически-зональная текстура автолитов :чередование слоев кальцитового состава и слоев, насыщенных силикатами ,хромшпинелью и окислами железа.Предполагается кальциевый метасоматоз на уровне коры (в кальците автолитов  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -0.70643).При удалении из автолита 2N HCL карбоната кальция в нерастворимом остатке отношение изотопов стронция уменьшается до 0,70443 [Гукасян и др.,2005]. Кальциокарбонатиты, вероятно, среднеюрские(?), синхронные щелочным керсутитовым базальтам, по возрасту несколько древнее



магнезиокарбонатитов.

Карбонатиты Веди относятся к рифтогенезу субплатформенного варисского комплекса. В большинстве магнезиокарбонатитов Веди концентрации РЗЭ, Sr, Ba ниже, чем в континентальных рифтах на древних платформах [ Никифоров и др., 2002, Врублевский и др., 2003], средних значений в карбонатитах мира [Woolley et al., 1989]. Карбонатиты Веди могут служить в поисках рудных формаций позднего палеозоя-средней юры. Сохраняются перспективны поисков рудоносных карбонатитов карбонатно-вулканогенной формации позднего байоса-берриаса, судя по редким, но выдающимся концентрациям микроэлементов. Поиски рекомендуется направить, кроме долины р. Веди, также к востоку, в антиклиналь Тексар долины р. Элегис.

В зоне Зангезур-Ширак Малого Кавказа карбонатиты пока не обнаружены. В зоне Севан-Акера небольшие выходы магнезиокарбонатитов наблюдались на южном склоне Севанского хр. северо-восточнее с. Кахаки в базальтах средней (?) юры. Карбонатные мощные дайки в низах склона не опробованы. Нередка галька магнезиокарбонатитов в аллювии рек, сходящих с Севанского хребта. У полуострова Шоржа карбонатные жилы, дайки, штоки мощностью до первых десятков метров среди дунитов, перидотитов и габбро, с разветвлениями в вулканогенно-осадочной толще офиолитов, отнесены к карбонатно-метасоматическим и отделены от листовенитов [ Абовян, 1981, с. 115-116]. Карбонатиты указываются в Шоржинском рудном поле [Гуюмджян и др., 2009].

Трубки взрыва щелочных лампрофиров, карбонатиты, щелочные

метасоматиты ,К-щелочные базальты - весомые признаки рифтогенеза континентальной литосферы.

#### 4.3 Базальты

К ранней стадии рифтогенеза также отнесены метадиабазы и metabазальты в меланже басс.р. Дзорагет хр.Базум ,сопоставимые с вулканитами пермо-триаса басс.р.Чорох с-в Анатолии [Sengor et al.,1980 ]. Метабазальты лейаса-байоса(?) . в окрестности с.Кахакн Севанского хр.,сонаходятся с радиоляритами и известняками. Включены в брекчию и потоки базальтов галобиевые известняки позднего триаса и лейаса перевала Сотк ( Зод) Севанского хр. Метабазиты и кумулаты офиолитовой серии вскрыты скв. Карчахпюр и Дзкнагет в басс.оз. Севан. В Приараксье в скв. Маркара-5 на глубине с 1760 м под молассой кайнозоя вскрыты базальты в фации зеленых сланцев (альб.-хл.-эп.-кварц-кальц.), они условно отнесены к раннему мезозою( триас-лейас). С глубины 1800м до забоя ( 2939м) следуют metabазальты и диабазы брекчированные, рассланцеванные , эпидот-актинолитовой (тремолитовой) фации (петрография Л.С.Чолахян). Возраст этой части разреза, вероятно,средний- поздний палеозой. К ю-в (г.Шамам,севернее г.Арарат) дайки диабазов секут отложения девона и нижнего карбона, но не встречены в трансгрессивно покрывающей карбонатой перми [Аракелян,1952]. Ниже по течению Аракса (АОЗ ) у с. Азнаберд определен радиологический (К/Аг) возраст в 320 млн.л. габбро-диабазов и диабазов [Гасанов,1985]. Дайки и силлы базальтоидов отмечаются в осадочном позднем палеозое-триасе долины Аракса [Ахундов и др,1983] . В разрезе Дарашам-2 возраст (К/Аг) оливиновых базальтов определен в 232-243 млн. л [Ханзатян,1992]. Базальты вулканокластово - базальтовой

формации лейаса-аалена у ст. Неграм в долине Аракса по химическому составу отнесены к толентовой серии с более высокой титанистостью и железистостью, пониженной глиноземистостью [Ломизе, 1983]. Средний химический состав базальтов (вес.%): SiO<sub>2</sub>-48,63 (50,80), TiO<sub>2</sub>-2,07(2,46), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-15,48(15,95), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-7,66(8,12), FeO -4.16(4,71), MgO-5,27(4,88), CaO-8,86 (7,98), Na<sub>2</sub>O-3,26(3,73), K<sub>2</sub>O-0,92(0,83). [Карякин, 1979, 1989, в скобках - по Ломизе, 1983]. Такова краткая характеристика метабазальтов ранних стадий рифтогенеза офиолитовых зон. Переход к офиолитовой серии отмечен в Приараксье и выражен карбонатно-вулканогенной формацией среднего?-позднего байоса- берриаса. *Базальты* щелочной и субщелочной серии, (табл. 4.8) в низах разреза формации отмечены толентовые базальты в средней секции -пикриты, ближе к кровле встречаются маломощные андезиты, дациты, риолиты и штоки кварцолитов.

#### 4.4 Пикриты

*Пикродолериты.* По левобережью р. Манкук шаровые лавы пикритов слагают маркирующий горизонт мощностью до 20-30 м в средней секции карбонатно-вулканогенной формации среднего(?)-позднего байоса- берриаса [Сатиан и др., 1989, Белов и др., 1991, Кванталиани, 2000, Сатиан и др., 2009, Асатрян, 2011]. Выходы пикродолеритов увеличиваются к востоку (развалины с. Бахчаджух в верховье р. Веди). От левобережья среднего течения р. Манкук на ю-в до 0,6 км пикродолериты в опрокинутом залегании подстилаются и перекрыты известковыми радиоларитами и известняками (рис. 3.16). Возраст радиоларитов по комплексу радиоларий оксфорд - кимеридж [Белов и др., 1991]. Шаровые обособления составляют не более 30%, размер до 30-40 см, нередко их обрывки в оливково-

зеленой вмещающей пикробазальтовой массе . Структура пикродолеритов варьирует от полнокристаллической панидиоморфно-кристаллической в центральной части до резко порфировой , гиалиновой по периферии шаров(петрография А.Х.Мнацаканян). Минеральный состав: оливин (40-45%) с высоким содержанием форстеритовой молекулы ( $f=0,16-0,17$ ), низкой кальциевостью и глиноземистостью, плагиоклаз(35-40%),диопид-салит и авгит повышенной титанистости. Отмечаются переходы к пойкилитопорфировой структуре с вростками оливина в крупных индивидах клинопироксена, замещенного бурой роговой обманкой. В интерстициях отмечены цеолиты. Основная масса вариолитовой структуры : между удлинёнными кристаллами плагиоклаза мелкие зерна клинопироксена ,реже магнетита. Матрикс шаровых пикритовых лав по структуре пикробазальтовый порфиновый с гиалиновой микроагрегатной основной массой, пропитанной гидроокислами железа. Фенокристаллы оливина замещены серпофит-иддингситовым агрегатом. Химический состав центральной части шарового обособления пикродолерита антиклинали Манкук (табл.4.8) сравнительно с матриксом обогащен FeO,MgO, меньше Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Низки концентрации ЛРЗЭ, отношение La/Yb-0,27;0,3. Количественным эмиссионным спектральным анализом состав шарового обособления пикродолерита (лаб. ИГН, в г/т) - Ni-210-420,Co-56-59,Ti-2220-8440,V-110-290,Cr-530-1200,Zr-71-210,Nb-7,3-20,Sr-210-260,Ba-530-920. Концентрация Ni преобладает над Co(>4) , Ba над Sr (>2,5). По мнению А.Х.Мнацаканян повышенное содержание титана в авгите, эдинитовый состав роговой обманки, отсутствие в минеральном парагенезисе ортопироксена - признаки субщелочного уклона и сравнительно высокого парциального давления флюида. Высокая



степень плавления мантийного вещества определяется по коэффициенту распределения магнезиальности между вкрапленниками оливина и породой (1.0-1,05). Температура плавления оливина  $T(\text{лик.})=1400-1220^{\circ}\text{C}$  подтверждена гомогенизацией расплавных включений в оливине ( $1420^{\circ}\text{C}$ ).

Химический состав пикритов и базальтов карбонатно-вулканогенной формации

Таблица 4.8

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	37,07	48,66	43,80	61,64	35,42	38,22	46,44	41,72	46,40	41,70
TiO <sub>2</sub>	3,21	0,70	0,76	0,62	0,40	0,37	3,00	1,86	2,01	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,72	18,30	16,70	13,75	17,83	9,73	6,35	14,00	19,50	9,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,63	2,29	8,48	3,32	5,88	8,36	20,58	11,32	4,93	3,77
FeO	2,84	6,24	0,29	1,70	7,95	3,97	3,08	2,24	3,63	8,53
MnO	0,18	0,15	0,18	0,12	0,18	0,4	-	0,21	0,19	0,20
MgO	4,70	7,30	4,26	2,60	19,50	22,29	4,12	5,03	6,13	23,77
CaO	13,75	9,97	12,06	5,00	2,01	3,12	7,52	5,32	5,80	5,86
Na <sub>2</sub> O	2,30	3,20	3,20	3,00	0,35	1,00	4,5	2,40	4,35	0,74
K <sub>2</sub> O	1,80	0,11	0,11	0,90	0,10	0,08	0,20	2,10	1,29	0,04
H <sub>2</sub> O	0,63	0,27	-	2,01	2,08	4,35	0,06	5,06	-	-
п.п.п	-	0,84	5,13	3,18	8,90	8,60	3,34	2,87	5,31	5,16
CO <sub>2</sub>	5,98	2,20	4,16	2,37	-	-	-	5,63	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,07	0,11	0,14	0,18	0,05	-	0,46	0,27	0,36	0,02
Сумма	99,88	100,28	99,33	100,31	100,57	100,47	100,59	100,68	100,50	99,78

1-4 -антиклиналь Ерах: 1. Щелочной пикрит( №обр.БЕ-56); 2. Базальт толеитовый( БЕ-57); 3.Базальт толеитовый(96-85);4.Андезит(БЕ-59). 5-10-антиклиналь Манкук:5.Пикродолерит ,шаровая лава(134),6-пикробазальт,матрикс шаровой лавы(135);7. Na- базальт субвулканический,щелочной ,высокожелезистый, титанистый, верховье р.Веди; 8.Щелочной пикрит (95-32); 9.Субщелочной базальт(713-554).10.Пикрит,силл., (13-557) [№№8-9,Закариадзе и др.,1983].

На ю-з антиклинали Ерах пикробазальты и гиаокластиты образуют потоки и пачки среди низкокалийевых базальтов карбонатно-вулканогенной фации. Отличаются повышенной щелочностью,глиноземистостью , гидротермально изменены ,включают прожилки кварца,вкрапления пирита , содержат повышенные количества фосфора, включают линзы магнезиокарбонатитов.По структурной позиции пикриты антиклинали Ерах тяготеют к наибольшим мощностям карбонатно-вулканогенной фации южной половине рифта,а пикриты антиклинали Манкук –северной , вероятно,в пределах утоненной мощности фации.Помимо смещения оси растяжения Ведийского рифта , нельзя исключить и наличие надвига континентальной коры зоны Анкаван-Мегри в южном направлении на край рифта.

Концентрации РЗЭ в пикродолеритах Таблица 4.9

Пом. №	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	La/Ce	La/Yb
13	0,82	2,70	2,60	0,97	0,39	1,30	0,27	1,80	0,43	1,40	0,22	1,72	0,22	0,77	0,27
1	1,05	6,34	4,60	1,68	0,58	2,46	0,34	-	-	-	-	1,90	0,33	0,42	0,31
713	39,00	38,00	21,00	6,40	2,70	7,00	1,10	6,00	1,30	3,50	0,45	2,60	0,33	2,61	15,0
06-42	58,0	43,3	25,7	21,18	3,84	18,1	14,16	10,85	9,24	8,02	8,18	5,18	5,31	1,34	11,2
06-47	4,87	4,83	5,18	6	3,66	6,83	6,52	6,18	6,7	7,16	8,64	7,05	8,57	1,00	0,7

Примечание: антиклиналь Манкук, обр.№13-пикродолерит ,обр.№713 субщелочной базальт [Zakariadze et al.,1983],обра№1 пикродолерит .Обр.№06-42,магнезиокарбонатит.обра.№06-47-пегматоидное габбро.Нейтронно-активационный анализ, ГЕОХИ РАН

Пикродолериты демонстрируют самый низкий уровень содержаний РЗЭ, хондритовый профиль с преобладанием ТРЗЭ и низким La/Yb. Пикродолериты Веди коррелируются с пикритами на ю-в Приараксье вблизи с. Азнаберд, где пикриты надвинуты на карбонатный триас [Гасанов, 1985].

Б.Породы главной (офиолитовой) и заключительной стадии рифтинга

#### 4.5 Базальты

Базальты нижней секции кремнисто-вулканогенной формации офиолитовой серии представлены низкокалиевыми разновидностями, спилитами зеленовато-серой окраски. Более верхние уровни формации слагают кирпично-красноватые субщелочные и щелочные базальты с пачками и линзами силицитов и микритовых известняков – такова общая схема распределения базальтов. Однако в сегментах зоны Севан-Акера серийность базальтов кремнисто-вулканогенной формации варьирует На западе в басс.р. Гергер (хр. Базум) базальты относятся к толеитовой серии [Galoyan et al. 2008, 2009]. В ущелье Саринар Севанского хр. большей части разреза формации слагается щелочными и субщелочными К-Na базальтами внутриплитовой ситуации, а базальты привершинной части, относимые к низам разреза формации, низкокалиевые и высоконатриевые – к *натриевой* щелочной серии.

Химический состав базальтов (и базанитов) эффузивно-вулканокластической и кремнисто-вулканогенной формаций Севанского хр.

Таблица 4..10

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO2	46.80	41,04	51,31	50,39	41,09	53,70	44,74	46,62	53,70	43,80

TiO2	1,90	1,86	1,95	2,17	2,34	1,80	1,69	1,84	1,36	1,68
Al2O3	19,32	12,06	14,76	20,09	14,16	18,00	12,73	14,67	14,09	17,58
Fe2O3	7,10	13,62	14,61	6,24	9,71	3,40	8,83	9,66	11,35	9,46
FeO	3,64	2,58	0,57	1,25	1,72	1,14	3,75	3,73	-	-
MnO	0,21	0,36	0,14	0,03	0,63	0,17	0,06	0,08	0,15	0,11
MgO	2,16	4,70	1,84	5,15	5,68	3,62	5,68	5,54	4,52	6,70
CaO	5,54	7,91	4,06	0,33	9,78	4,86	11,63	9,31	3,64	4,95
Na2O	3,25	4,20	3,90	4,64	3,30	2,81	4,10	4,70	6,07	4,09
K2O	1,25	0,70	2,60	2,26	2,00	1,90	0,15	0,37	-	2,24
P2O5	0,11	0,34	0,06	0,50	0,32	-0,04	0,27	0,11	0,12	0,44
П.н.п.	6,20	2,48	1,38	6,90	6,90	0,93	1,71	1,03	4,85	8,89
CO2	3,10	8,80	2,46	-	-	1,32	4,79	3,03	-	-
Y	22,0	23,0	18,0	30,2	22,0	-	12,0	13,0	27,82	17,37
Zr	350	110,0	220	-	170,0	-	140,0	140,0	81,45	131,4
Nb	-	-	-	33,1	-	-	-	-	1,77	17,95
Hf	8,60	2,70	5,20	2,58	4,00	3,32	3,30	3,40	2,36	2,86
Ta	6,00	0,77	2,30	0,93	1,30	0,82	1,40	1,50	0,14	1,19
Th	12,0	1,30	3,50	1,38	2,20	1,57	1,70	1,70	0,55	4,06
La	62	16,0	41,0	30,20	20,0	31,20	22,0	22,0	4,25	29,46
Ce	120	29,0	78,0	29,80	41,0	31,60	44,0	43,0	11,14	59,03
Nd	-	-	-	-	--	27,0	-	-	8,76	27,11
Sm	9,00	5,40	6,90	6,55	5,30	5,93	5,10	5,1	2,93	5,21
Eu	2,80	1,70	2,00	2,44	1,60	2,00	1,70	1,5	1,14	1,63
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	4,04	4,45
Tb	1,89	0,89	0,89	0,64	0,92	0,77	0,88	0,73	0,71	0,62



Yb	3,70	2,60	2,70	1,94	3,50	2,53	2,10	2,4	3,16	1,44
Lu	0,59	0,41	0,41	0,50	0,59	0,30	0,32	0,33	0,51	0,36
Сумма РЭЭ	196,9	56	131,9	72,05	72,91	74,43	76,1	75,08	36,65	129,6

№1-4, *эффузивно-вулканокластическая* формация, ущелье Саринар; №5-8, *кремнисто-вулканогенная* формация верховья ущелья Саринар Севанского хр. (по данным автора). *Кремнисто-вулканогенная* формация вблизи внутренних поднятий №9 (обр. G-154) базальт у с. Кахаки, №10 (обр. №05-80), трахибазальт у с. Цапатах [Galoyan et al. 2010].

У с. Авазан выявляются потоки базанитов, протрузии серпентинитов и габбро, с термальными контактами с силицитами. Их принадлежность к краевой литофации эффузивно-вулканокластической формации альбатурона сомнительна. Скорее, эти выходы смещены (гравитационно?) со склона рифта. Эффузивно-вулканокластическая формация (альбатурона-нижнего коньяка?) заключительной стадии рифтогенеза (с. Гегамасар) отличается парагенезами пород и строением от выходов у с. Авазан также подножья Севанского хр.

В зоне Зангезур – Ширак в толще *ивандзор* низкокальциевые толеитовые базальты [Агамалян, 1999] сменяются севернее, в выходах меланжа в басс. р. Агандзугет базальтам субщелочным и щелочным [Сатиан, 1979, Сатиан и др., 2009], однако подробности латеральных соотношений остаются неясными. В базальтах меланжа долины р. Воротан определены концентрации микроэлементов (в г/т): Sr-160-200, среднее 184, Ba-37-93, среднее 65,8, Zr-46-60, среднее 52,4, Y-15-28, среднее 22,4, (рентгено-радиометрический анализ, лаб. ИМПРЭ). На диаграмме Zr-Ti :100 /Sr:2; составы базальтов размещаются в поле островных дуг [Гущин и др., 1991]. Их отличие от базальтов ущ. Саринар очевидно (рис. 4.7).

Рис.4.7 Диаграммы базальтового вулканизма верхнего байоса-неокома, ущ. Саринар. Обозначения на диаграммах:

1. Формации эффузивно-вулканокластическая поздний альб-турон. 2-3.. Формация кремнисто-вулканогенная, верхний байос-неоком : 2. Базальты К-Na-щелочные и субщелочные , верхняя юра-неоком. 3. Субформация Na-щелочнобазальтовая , верхний байос- келловей.

На юго-востоке в сегменте Тертер - Акера толеитовые базальты чередуются с субщелочными и щелочными, их тектоническая позиция предполагается задуговой [Закариадзе и др. ,1982].

В центральном и северо-западном сегментах ЗОЗ в антиклинали Дзкнагет базальты толеитовые и в верхней секции кремнисто-вулканогенной формации щелочные.. В антиклинали Кармракар редкие выходы субщелочных базальтов осложнены четвертичными оползнями. Западнее г.Амасия развиты щелочные базальты. В 1 км западнее города вдоль дороги имеются остатки шлаков от выплавки металлов из железистых силицитов , чередующихся с щелочными базальтами.

Химический состав базальтов и диабазов офиолитов центрального и северо-западного сегментов зоны Зангезур-Ширак

Таблица 4.11

/ N.	18	19	82-83	D-6/7	D-7/4a	2	A-50
SiO <sub>2</sub>	48,69	52,10	50,65	46,50	51,80	49,00	49,49
TiO <sub>2</sub>	1,0	1,60	1,05	0,67	1,55	0,59	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,62	14,62	15,94	23,04	15,06	9,90	19,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,98	2,51	4,10	4,04	7,42	5,29	5,15

FeO	10,03	10,69	7,30	7,45	1,70	5,60	1,68
MnO	-	-	0,20	0,40	-	0,11	0,18
MgO	8,77	6,26	2,96	4,17	1,35	7,91	3,80
CaO	4,94	5,01	8,99	4,55	2,38	14,20	6,52
Na <sub>2</sub> O	3,30	3,84	4,00	1,90	4,00	3,10	2,70
K <sub>2</sub> O	0,1	-	0,70	2,00	3,7	0,20	2,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,46	0,28	0,23	0,05	0,07	-
n.n.n.	4,60	4,00	3,20	4,03	8,05	2,50	8,71

№№18,19 скв. Дззнагет К.А.Мкртчяна . (лаборатории УГ Армении)№№82-83-2  
 выходы в антиклинали Дззнагет, З.А-50—Выход в 1км западнее г.Амасия.(лаб.ИГН )

Приведем далее результаты изучения химизма базальтов кремнисто-вулканогенной формации Приараксья (басс.р. Веди , среднее течении долины р. Манкук).В разрезе выше устья р.Манкук на 2,5км (севернее домика лесничьего по правому борту дороги вдоль долины) базальты зеленовато –серые афировые толентовой серии,титанистые(№05-17,табл.4.12) переходят выше по разрезу(вниз по долине) к базальтам менее титанистым и более натровым, к спилитам. Неожиданны низкие концентрации в базальтах этого разреза ЛРЗЭ (табл.4.14) ,относимых по пороодообразующих элементам к спилитам,но с повышенным содержанием двуокиси титана. Вкратце обратимся к палеоструктуре базальтов кремнисто-вулканогенной формации р. Манкук. Структурная позиция данного разреза заслуживает дополнительного изучения,поскольку в этом разрезе могут быть несколько прояснены соотношения базальтового и пикритового магматизма разных стадий и

геодинамических обстановок тектогенеза.

Пикритовый магматизм, как видно, свойственен переходу от континентальных рифтов к офиолитовым трогам зоны Приаракся, включает литолого-формационные и петрологические признаки и того и другого тектонического режима. Вероятно, спилиты с низкими содержаниями ЛРЗЭ представляют литофацию вблизи южного борта рифта титона-неокома, где на состав повлияли внедрения пикритовой магмы реликтовых очагов предшествующей стадии рифтинга.

Выходы базальтов оси растяжения рифта титона-неокома (офиолитовой стадии) находятся, по-видимому, ближе к северному борту рифта, в верховье долины р. Манкук, где с габбро и серпентинизированными ультрабазитами и с базальтами сонаходятся крупные пачки радиоларитов. Ось растяжения продолжается по многочисленным выходам габбро совместно с серпентинизированными ультрабазитами к ю-в, в верховье р. Веди (рис. 3.15).

Перейдем к эффузивно-вулканокластической формации. Возраст вулканитов формации в басс. р. Хосров определяется позднеальп-туронским по несогласному залеганию на породы кремнисто-вулканогенной формации валанжина-неокома и перекрытием фаунистически датированной граувакковой формацией коньякского века [Ренгартен, 1959], а также по радиологическим (К/Аг) позднемеловым датировкам.

В долине р. Хосров нижнюю секцию разреза эффузивно-вулканокластической формации (суммарная мощность формации до 150) составляют никокалиевые базальты с пропластками розовых



микритовых,шламовых и мелкозернистых известняков,выше следуют субщелочные и щелочные базальты порфировой структуры и через базальтовые андезиты их сменяют туфы и туффиты состава от андезитов до дацитов.Среди вулканогенных толщ мезозоя это первый пример дифференцированной вулканической серии.

Химический состав базальтов кремнисто-вулканогенной формации правобережья долины р.Манкук. Таблица4.12

№ Образца	05-09	05-12	05-13	05-14	05-15	05-16	05-17
SiO <sub>2</sub>	42.76	47.46	42.46	46.58	45.80	45.97	45.98
TiO <sub>2</sub>	0,90	1,08	1,27	1,11	1,71	1,56	1,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.39	11,34	15,73	12,59	14,54	18,98	16,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.62	6,47	12,05	8,20	11,48	12,39	14,06
FeO	1.43	1,96	1,04	1,12	2,52	1,64	1,02
MnO	0,47	0,32	0,6	0,48	0,47	0,58	0,57
CaO	15,12	17,57	4,2	20,37	10,71	1,91	3,9
MgO	2,40	3,78	3,34	1,95	3,80	6,63	2,93
клинк	0,20	0,37	0,06	0,04	0,26	0,15	-
п.п.п.	3,59	0,32	3,8	3,03	32,73	3,97	1,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,09	0,14	0,13	0,16	0,18	0,13
CO <sub>2</sub>	4,57	6,68	12,43	4,40	1,93	2,72	9,4
Na <sub>2</sub> O	3,50	2,70	2,48	0,45	3,90	3,42	2,19
K <sub>2</sub> O	0,30	0,05	0,41	-	0,33	0,05	0,06
Сумма	100,66	100,49	100,01	100,45	100,34	100,15	100,00

.Примечание;№№05-17 по 05-15 спилиты.Остальные - составы низкокалийных базальтов порфировой структуры.

Имеются ли в разрезе продукты островодужного вулканизма? Результаты изучения расплавных включений,как-будто, ведут к утверждению островодужного генезиса вулканитов [Цамерян и

др.,1988].Но Изучение этой проблемы важно и для последующих реконструкций геодинамики зон растяжения. Для сопоставления приведем химические составы базальтов и базальтовых андезитов эффузивно-вулканокластической формации, а также туфов щелочных базальтов и базальтовых андезитов .

Составы базальтов и базальтовых андезитов эффузивно-вулканокластической формации Приаракся Таблица 4.13

№об	0501	0502	0503	0504	0505	0507	1867	1394	1056
SiO <sub>2</sub>	43.00	45.52	49.12	46.64	44.99	46.64	47.72	56.18	57.44
TiO <sub>2</sub>	1.60	2.50	2.50	1.60	1.10	1.10	1.48	0.69	0.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.01	16.67	18.68	19.08	16.73	17.77	17.63	15.09	17.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.21	6.18	7.57	7.89	11.4	9.54	9.09	3.28	0.78
FeO	4.31	4.88	2.01	1.72	2.29	1.14	2.12	3.34	2.85
MnO	0.48	0.48	0.48	0.48	0.47	0.46	0.08	0.10	0.08
CaO	8.40	9.52	6.72	7.28	8.89	10.64	7.21	7.00	4.98
MgO	4.40	3.20	2.80	1.60	1.20	4.40	2.48	3.77	3.10
H <sub>2</sub> O	1.74	0.85	1.32	1.60	0.60	0.36	1.30	1.42	2.87
n.n.n.	2.28	1.46	1.76	2.93	2.06	2.79	5.57	5.41	5.78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.41	0.50	0.46	0.39	0.50	0.27	-	-	-
CO <sub>2</sub>	4.40	4.26	1,32	2.53	4.79	2.59	н.оп.	н.оп.	н.оп.
Na <sub>2</sub> O	2.60	3.50	3.90	3.00	4.20	2.80	2.75	3.40	3.40
K <sub>2</sub> O	1.50	0.80	1.80	3.90	1.30	0.13	2.80	1.20	1.50

Сумма	100.3	100.3	100.4	100.6	100.5	100.6	100.1	100.9	100.6
-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Обозначение: Обр.№№ 0501в-0507в-щелочные и толеитовые базальты , правый борт ср.теч. р.Хосров. Скв.у с. Двин(Чатма-1:№№ 1867-щелочной базальт,1394-базальтовый андезит, 1056- туф щелочного базальтового андезита.

Выше (гл.3) отмечалось, что наибольшие мощности эффузивно-вулканокластической формации ,до 600м, вскрыты скв.Чатма-1 (в 6 км к с-в от с.Двин). В антиклинали Еранос вулканиты почти выклиниваются . Прерывистый горизонт вулканической брекчии –за счет разрушения пород эффузивно-вулканокластической формации отмечается в средней секции граувакковой формации антиклинали (деформации на рубеже нижнего и верхнего коньяка). Вулканиты датированы альбом –туроном радиологически (КАг): по габбро-эссекситам в 94 млн.л.,по спилитам в 96,2 млн.л.,и по налеганию с размывом(?) пород граувакковой формации раннего сенона сокращенной мощности.

Южную краевую литофацию рифта по левобережью низовья р.Хосров обозначают К- щелочные базальты с выклиниванием по левому борту р.Ведь.

Щелочные базальты эффузивно-вулканокластической формации ущ.Саринар отличаются обогащенностью Ti, Ni ,Zr, Ta . Повышение щелочности базальтов связывается с заглублением магматического очага при сжатии коры. Обогащенность тугоплавкими микроэлементами характерна для рифтогенных базальтов [Лутц,1993].

Содержания РЗЭ и других микроэлементов в базальтоидах

(долины р.Хосров и Манкук) Таблица 4.14

Обр.	05-01В	05-02В	05-03В	05-04В	05-07В	05-09	05-14	05-15	05-16
ppm									
La	47,1	48,5	43,2	64,1	1,21	1,76	2,11	7,18	2,1
Ce	78,5	99,8	78,1	101,5	4,03	5,24	5,84	16,0	2,07
Pr*	7,7	11,3	7,82	9,5	0,84	0,93	0,9	2,07	1,16
Nd	26,2	45,9	27,6	31,3	6,08	5,87	4,98	8,98	6,8
Sm	5,94	12,2	6,3	6,76	2,66	2,27	1,81	2,56	2,57
Eu	1,88	3,69	2,36	1,19	1,48	0,27	0,76	0,96	0,85
Gd*	5,01	11,0	5,76	5,9	4,2	3,4	2,47	4,27	3,98
Tb	0,63	1,37	0,73	0,81	0,64	0,53	0,35	0,67	0,59
Dy*	3,03	6,27	3,67	4,18	4,0	2,99	1,98	4,3	3,32
Ho*	0,55	1,13	0,67	0,79	0,9	0,66	0,42	1,03	0,73
Er*	1,24	2,49	1,5	1,87	2,61	1,85	1,15	3,0	2,0
Tm*	0,15	0,29	0,18	0,24	0,42	0,28	0,17	0,49	0,3
Yb	0,66	1,23	0,81	1,13	2,24	1,5	0,88	2,87	1,6
Lu	0,09	0,16	0,11	0,16	0,4	0,25	0,14	0,5	0,27
Na%	1,28	2,05	1,83	1,63	1,24	1,92	0,13	1,91	3,33
Rb	63,9	31,1	21,4	273,4	-	134,6	59,2	-	-
Cs	0,31	2,01	0,34	1,56	0,83	-	-	1,33	-
Ca%	3,92	4,84	3,77	4,36	4,6	7,16	15,7	6,59	12,1
Sr	230	1,500	255	420	140	145	230	1,200	650
Ba	295	10	525	480	58	28	-	555	-
Sc	13,7	10,7	15,0	16,0	41,6	35,1	24,4	38,5	41,4
Cr	95,4	8,25	101,5	108,6	165,8	120,4	154,8	186,7	474,2
Fe %	8,23	7,04	6,55	5,86	6,77	6,24	4,95	8,86	7,86
Co	36,0	21,2	36,7	18,5	39,3	31,4	29,4	42,4	55,0
Ni	120	-	100	-	130	-	330	380	950
Zn	-	20	-	-	-	-	-	-	-
Se	2,14	3,4	1,18	0,74	0,3	2,22	0,38	0,97	4,47
As	-	27,7	12,3	10,2	38,1	24,8	6,07	5,24	25,3
Sb	0,034	0,11	0,1	1,01	0,75	0,41	1,0	0,88	0,44
Th	7,31	5,22	8,73	8,0	0,24	0,32	0,53	0,65	0,44
U	1,07	0,91	0,85	0,95	1,1	1,68	3,38	3,58	2,23
Br	1,26	0,54	0,43	2,36	2,32	4,35	8,0	4,85	-
Hf	6,27	7,26	7,1	5,63	3,64	2,21	1,5	1,94	1,94
Ta	2,25	2,52	1,95	0,17	-	-	0,068	1,2	0,35
Zr	35	55	105	120	20	135	55	95	145
Au	-	0,002	0,018	0,034	-	-	-	-	0,014
La/Ce	0,6	0,5	0,55	0,63	0,3	0,33	0,36	0,45	1,01
La/Yb	71,36	39,43	53,3	56,7	0,54	1,17	2,4	2,5	1,3

Обозначение: эффузивно-вулканокластическая формация, долина р.Хосров: обр.:05-01В,05-07В-базальт,05-02-камтитонит,05-03В,05-04-трахибазальт. Кремнисто-вулканогенная формация долина р.Манкук Спилиты и базальты порфириковой структуры: №№ 05-07В,05-09, 05-14,05-15,05-16.. Примечание:(\*)-результаты экстраполяции. Данные г/т. Na,Ca и Fe-в вес.%. Центр.лаб. ГЕОХИ.



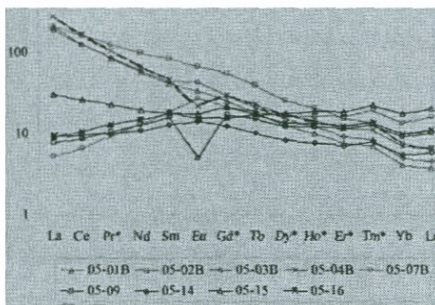


Рис.4.8 Схема нормирования к хондриту концентраций РЗЭ в базальтах мезозоя долины р. Веди и притоков.

Выявляются высокие значения ЛРЗЭ в базальтах эффузивно-вулканокластической формации, плавность кривой от легких к тяжелым РЗЭ, низкие концентрации ЛРЗЭ в базальтах кремнисто-вулканогенной формации.

Сравнение средних содержаний микроэлементов в базальтах долины р.Хосров (Приараксье) и ущелья Саринар ( Севанский хр.).

Таблица 4.15

	1	2	3	4	5	6
<i>Cr</i>	78,4	55,1	220,4	165,8	107,2	217,5
<i>Ni</i>	110	40,8	42,1	130	40,8	44
<i>Co</i>	28,1	17,2	49,5	39,3	17,2	39,3
<i>Cu</i>	-	34,5	-	-	67	55
<i>Pb</i>	-	90	-	-	78,7	20
<i>Zn</i>	20	186	-	-	186,7	135
<i>Rb</i>	53,3	38,2	-	-	38	10
<i>Zr</i>	78,8	310	90	20	116	135
<i>Nb</i>	-	61	-	20	29	21,6
<i>Tb</i>	7,32	6,63	0,24	0,49	2,40	1,8
<i>Ta</i>	1,72	3,90	0,58		1,2	1,3
<i>Ba</i>	326,2	412	100	58	157,8	132
<i>Sr</i>	601,2	395	352	140	372	437,5

La	50,7	65,8	2,0	1,21	36,8	21
Y <sub>e</sub>	0,95	2,8	1,7	2,21	3,4	2,0
Y	-	20	22	-	38	10
n	5	5	2	14		

Примечание: *Эффузивно-вулканокластическая формация*: 1-щелочные базальты долины р. Хосров. 2-щелочные базальты ущелья Саринар. *Кремнисто-вулканогенная формация*: 3-известково-щелочные и щелочные базальты долины р. Манкук, 4- низкокальцевые зеленовато-серые афировые базальты низов разреза, долина р.Манкук. 5-щелочные, субщелочные базальты ущелья Саринар. 6-высоконатриевые щелочные базальты верховья ущелья Саринар.

Рентгено-радиометрический, атомно- абсорбционный, нейтронно-активационный анализы, лаб. ГИН, ГЕОХИ, ИМГРЭ, М., анализы (в г/т, n-число.анализов).

Содержания микроэлементов в породах данных разрезов, не могут конечно, быть распространены на другие сегменты тех же зон растяжения, имея, ввиду латеральные вариации составов. Эта особенность сериальности вулканических пород свойственна внутриконтинентальному рифтогенному вулканизму. Наглядны приведенные выше составы вулканитов зон растяжения.

#### 4.6 Радиолариты и другие силициты

С ультрабазитами, офиолитовыми габбро и основными вулканитами (триадой Г.Штейнманна [1905,1927]) тесно ассоциируют кремнистые породы, информативные в реконструкции батиметрии оси офиолитовых трогов. Еще в начале 19-го века французский ученый А.Броньяр включал радиолариты и другие силициты в *офиолиты* [Amstutz,1980]. Радиолариты и другие силициты встречаются в ограниченном количестве в формациях ранней и заключительной стадий рифтогенеза мезозоя региона. Радиолариты слагают оползневые блоки среди *карбонатно-вулканогенной* толщи позднего триаса –

лейаса перевала Сотк (старого Зодского) и в верховье долины р. Акера. С пересмотром систематики радиолярий на Малом Кавказе заметное накопление радиоляритов датируется с позднего байоса-ранней юры [Danelian, 2007-2009]. В Приараксье в карбонатно-вулканогенной формации среднего?-позднего байоса-берриаса долины р. Веди линзы радиоляритов отличаются повышенным содержанием карбоната кальция.

Наибольшие объемы силицитов относятся к *кремнисто-вулканогенной формации* зон рифтогенеза.. Силициты позднего байоса-неокома зоны Севан-Акера чередуются с шаровыми лавами базальтов щелочной и субщелочной серий. Средние содержания микроэлементов в силицитах *кремнисто-вулканогенной* формации САЗ и АОЗ (в вес. %, ср. по 21 обр) : Mn в радиоляритах-0,23, в глинистых силицитах(аргиллитовых)-0,27, во фтанитоидах снижается до 0,13, в кремнисто-гиалокластических смектитах- до 0,17. Концентрация никеля и ванадия в глинистых силицитах (в г/т) -170-240 против 50-60 в радиоляритах. Концентрации хрома в радиоляритах-15(г/т), в глинистых разностях достигают 131(г/т) : минеральный анализ алеврито-тонкопесчаной примеси показывает наличие хромита, пикотита- признак размыва выходящих ко дну бассейна ультрабазитовых протрузий. В *эффузивно-вулканокластической* формации (в позднем альбе-туроне) с растяжением сжатого офиолитового трога САЗ силициты сонаходятся с туфами, туфосилицитами и с прослоями спонголитов - осадками менее глубоководного бассейна. Радиоляриты редки или отсутствуют в *эффузивно-вулканокластической* формации Ведийского сегмента АОЗ.

Спорны оценки *батиметрии* кремненакопления. В офиолитовых

трогах мезозоя накопление кремния тесно связано с вулканической активностью, вклад кремнезема гидротермальный, накопление строго не подчинено климатической зональности, хотя зависимость от аридизации все же просматривается. Максимальная глубина кремненакопления оценивается не более 2-3 км. С активизацией вулканизма и усилением подтока гидротерм расцветает и радиоляриевый планктон. Мелководные бассейны альба-турона лишь изредка включают радиоляриевые осадки. Признаками мелководности являются также парагенезы эффузивов с органогенно-обломочными известняками и алевро-песчаными осадками, высокоминдалекаменные текстуры базальтов эффузивно-вулканокластической формации. Кремненакопление подавлено с резким возрастанием эксплозивности, накоплением средних и кислых туфов и туффитов в верхней секции формации.

В офиолитовой тематике воздействие *климата* на осадконакопление обычно не обсуждается. В реконструкциях климатических зон поздней юры - раннего мела [Страхов, 1960, Вахромеев и др., 1976] малокавказский регион близок к полосе *аридного* климата. Аридизация южной и центральной Европы, Кавказа и Крыма показательна климату Тетис [Ясаманов, 1985]. При аридном климате сокращение притока терригенного вещества, при прочих равных условиях, способствует кремненакоплению. В офиолитовых трогах терригенное вещество оседало в ловушках на шельфе и на склоне, резко сокращаясь к центральному трogu бассейна. В Ведийском сегменте рифта Приараксья возникали известковистые радиоляриты - не частые в сообществе силицитов офиолитовых зон.



#### 4.7 Металлоносные(МС)силициты

Обнаружены на Севанском и Базумском хребтах в кремнисто-вулканогенной и эффузивно-вулканокластической формациях [Сатиан,1979], в меньшем количестве в междуречье Тертер и Акера. В небольших объемах МС встречены в бассейне р.Дзкнагет и в антиклинали Кармакарк ЗОЗ. В Ведийском сегменте Приараксья небольшие скопления МС отмечаются в кремнисто-вулканогенной формации басс.р. Веди, в долине р. Манкук, МС не обнаружены в эффузивно-вулканокластической формации басс.р.Хосров [Сатиан,1979, 1984, 1987].

*Железистые силициты* подразделяются на штоки и слоистые разновидности среди прочих силицитов и известняков и в чередовании с базальтами. Обе разновидности железистых силицитов встречаются в долине р. Черная, в урочище Арчидзор хр. Базум, близи г. Амасия в бассейне р. Ахурян. Шток Fe-силицитов на правом берегу р. Черная по содержанию Fe (до 40% окислов железа) сопоставим с охрами южной Греции и Кипра. В верховье р. Акера - в окрестности с. Ардашеви наблюдаются штоки железистых карбонатов, здесь можно ожидать выявления и железистых силицитов.

*Марганцевисто-железистые силициты* кремнисто-вулканогенной формации Севанского хребта в ущелье Саринар слагают верхние ритмопачки силицитов. В низах ритмопачек маломощные слои микритовых известняков сменяются по восходящему разрезу аргиллитовыми силицитами и радиоляритами, затем железистыми силицитами, венчают ритмопачки марганцевисто-железистые силициты. Мощность ритмопачек колеблется от нескольких метров до

15м ,реже достигает 30м. *Марганцевисто-железистые силициты* черные с сизым отливом на выветрелой поверхности и темнокоричневые на свежем изломе,преимущественно среднеслоистые, до 10-15см. Слагаются слои нерегулярным чередованием микрослойков(0,3-0,8мм), в той или иной мере, насыщенных скелетами радиолярий в микрозернистом кварцевом матриксе, редкими микрослоями пелитово-алевритового гиалокластита и тефры(?).Осадки неравномерно пигментированы тонкодисперсными окислами железа и марганца. Марганец рентгеноаморфен,реже микрокристаллический(под микроскопом) ,из окислов железа определены гётит и гематит. В небольшом количестве отмечается гидрослюда 2M1. Микрозернистый кварц слагает скелет радиолярий, полости скелета чаще выполнены халцедоном. Прожилки кремнезема и карбоната кальция обычно не выходят за пределы кровли пачек, слоев. В опорных разрезах кремнисто-вулканогенной формации ущелий Саринар,Сатанахач марганцевисто-железистые силициты часто перекрыты потоком шаровых К-На щелочных базальтов В химическом составе Fe-Mn силицитов окислы железа преобладают над закисным железом и над окислами марганца, калий преобладает над натрием ( наличие гидрослюды). В железистых разностях МС содержания окислов марганца низкое, натрия более калия. Содержание глинозема зависит от количества гиалокластике . Составы гиалокластике наследуют повышенную титанистость и щелочность базальтов.. разреза . Применение модуля (Mn+Fe) :Ti [Страхов,1976] может быть для определения доли щелочной гиалокластике и пирокластике. В МС эффузивно-вулканокластической формации средние содержания Ti,Ni, Cr Cu. Pb, Th,Ba,Sr,Yb,Rb выше ,чем в кремнисто-вулканогенной формации того же разреза, но объемы МС преобладают

в кремнисто-вулканогенной формации. Содержание суммы окислов марганца и железа МС чаще прямо коррелируется с Cu, Ni, РЗЭ, но имеются и нарушения этой зависимости, которые можно приписать катагенезу и стресс-метаморфизму.

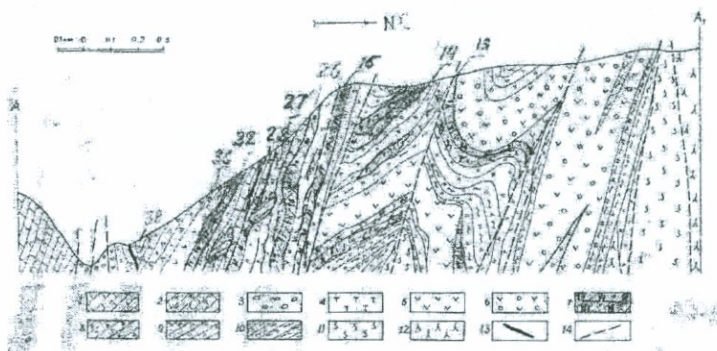


Рис.4.9. Геологический разрез вдоль ущелья Саринар.

(Составил М.А.Сатиан с участием Л.П.Яшвили и Р.Г.Мхитаряна, указаны места отбора проб). 1. Известняки микро-мелкозернистые, верхний сенон. 2. Известняки с прослоями зеленоватых пелитовых известковых туффитов. 3. Конгломераты, песчаники офиолитокластические, нижний сенон. 4. *Эффузивно-вулканокластическая формация*, верхний альб-турон: линзы и пачки известняков, линзы радиоларитов и металлоносных силицитов в лавах базальтов, мелкие линзы в кератофирах, туффиты лито-кристаллокластические и алевро-пелитовые. 5-10. *Кремнисто-вулканогенная формация*, верхний байос(?) - верхняя юра-неоком. Спилиты и спилитовые порфириды щелочной и субщелочной серии, диабазы. 6. Шаровые лавы спилитов и спилитовых порфиритов. 7. Силициты марганцево-железистые (радиолариты и др.). 8. Силициты брекчиевидные железистые с пропластками пелитовых кремнистых туффитов. 9. Железисто-кремнистые и глинистые (аргиллитовые) радиолариты и другие силициты. 10. Сланцеватые силициты. 11. Метаморфические сланцы и филлиты (аповулканыты).

12.Сланцеватые серпентиниты. 13.Марганцевые окисные руды.14.Разломы.

*Примечание:* отобранные пробы МС , весом до 1-2 кг , состоят из микрослойков(0.3-0-8мм) силицитов с пропластками гиалокластитов и пелитов. Анализ атомно-абсорбционный(ИГ и Г ,Новосибирск ) , другая группа - рентгено-спектральный (указано в таблицах) , единичные контрольные анализы нейтронно-активационные. Породообразующие химические элементы определены силикатным анализом.

Содержания породообразующих химических элементов в  
металлоносных силицитах

Таблица 4.16

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	92.49	-	2..22	1..80	1..27	-	1.12	0.40	-	0.25
2	92.16	-	1.90	4..0	1..05	0.14	0.68	0.11	0..132	0.25
3	84.09	0.19	3.13	6.05	6..06	0.13	0..34	0.11	0,15	0.5
4	80.01	0.29	6.00	4.02	7.2	-	0..95	0..09	0,3	0,85
5	82.66	0.03	1..25	10.80	0.03		1.12	0..68	0,2	0,5
6	79.18	0.26	2.70	5.43	3..21	-	6..85	2.66	0.1	0.4
7	32.3	0.17	3.70	50.53	0..26	6..28	0..33	1..62	0,3	0,26

*Примечание:* №№ 1-4- кремнисто-вулканогенная формация, Mn-Fe силициты, ущелье Саринар. №№5 и 6 - *эффузивно-вулканокластическая* формация: марганцевистый и марганцевисто-железистый силициты. 7.Кремнистая охра(?), р.Черная, хр. Базум. Химический силикатный анализ лаб. ИГН НАН РА.

Содержания марганца, железа и микроэлементов  
в металлоносных силицитах ущелья Саринар , долины р. Черная  
и басс.р. Акера.



Таблица 4.17

№	Fe%	Mn%	Cu	Ni	Co	Cr	Zn	Pb	V
1	4.6	2.3	98	49	5	32	н.о	23	н.о.
2	6.8	1.6	136	49	5	18	н.о	39	н.о.
3	4.4	0.48	100	41	8	43	н.о	15	н.о.
4	9.8	1.42	220	110	31	25	н.о	31	н.о.
5	7.5	1.31	34	59	18	21	н.о	23	н.о.
6	3.6	0.79	206	151	14	32	н.о.	н.о	н.о.
7	10.3	1.80	130	45	14	21	н.о	25	н.о.
8	40.2	0.19	25	68	10	92	76	30	410
9	4.6	0.04	19	65	16	8	33	6	23
10	5.04	0.17	10	36	8	19	37	9	79
11	5.03	0.55	130	34	13	56	43	5	65
12	5.1	1.8	80	119	80	17	157	51	80
13	4.3	1.2	210	50	78	17	65	28	78
14	2.2	0.7	110	67	50	26	100	30	31
15	4.4	0.87	14	24	18	3	90	12	44
16	3.8	2.55	22	22	36	108	70	23	65
17	4.3	0.77	78	93	39	24	72	8	115

Обозначение: №№ 1-3, ущелье Саринар, Севанский хр., марганцевисто-железистые силициты- кремнисто-вулканогенная формация. №8 правобережье р.Черная, хр. Базум. -кремнисто-железистая охра, 9,11-красная железистая яшма. 10-силицит радиолярново-микрозернисто- кварцевый. №№ 12-17-марганцевисто-железистые силициты басс. р.Акера, разрез у с.Ипяк.

№№4-6 –марганцевисто-железистые силициты у с.Ардашеви [Григорьев,1979 и данные автора] .Рентгено-радиометрически абсорционный анализ лаборатории ГИН.ГЕОХИ,ИМГРЭ,М).Знак( ..n-число анализов. Fe,Mn,Ti,Na,K –в вес % ,остальные в г/т.

Сравнение средних содержаний Fe,Mn и микроэлементов силицитах кремнисто-вулканогенной и эффузивно-вулканокластической формаций ущ.Саринар и р.Черная .

Таблица 4.18

	1	2	3	4	5
Fe	8,2	7,1	6,3	40,2	4,6
Mn	3,9	1,27	0,10	0,19	0,04
Ti	0,11	0,22	0,16	0,11	0,12
Cr	27,8	39,0	34,5	52	8
Ni	61,6	79,0	34,5	68	65
Co	19,0	18,0	10,5	10	16
V	-	-	42,5	410	23
Cu	117,6	160,6	75	25	19
Pb	26,2	120,2	7	5	6
Zn	-	-	40	76	33
Zr	-	100	185	370	8
Nb	-	10	26	10	-
Th	2,42	4,11	36	6	2
Ta	0,20	0,37	-	-	-
Ba	248,0	512,7	260	21	14
Sr	141,0	173,7	46,5	30	14
La	50,9	50,9	-	-	-

Yb	2,6	3,4	-	-	-
Y	-	-	26,5	16	1,3
Rb	26	52,7	28,,0	35	3
n	6	4	2	1	2

№1 Mn-Fe-силициты кремнисто-вулканогенной формации ущелья Саринар, №2 Mn-Fe-силициты эффузивно-вулканокластической формации ущ. Саринар. №№3,5-железистые силициты .4-шток кремнистой охры, эффузивно-вулканокластическая формация, р. Черная

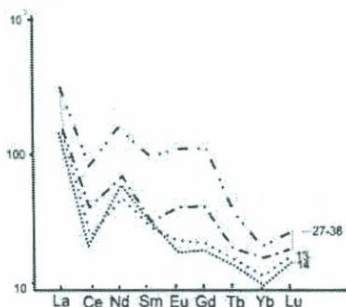
Концентрации в железисто-марганцевистых силицитах редких земель, а также гафния, тантала и тория.

Таблица 4.19

№	№бр.	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Ta	Th
1.	13	45.2	17.9	34.6	6.79	1.48	0.66	2.58	0.50	0.89	0.19	2.23
2	14	39.5	19.7	34.0	6.45	1.27	0.61	1.78	0.50	1.07	0.22	2.49
3	16	43.7	22.6	42.6	6.44	1.40	0.62	2.50	0.32	0.99	0.24	3.40
4	26	75.0	23.7	60.6	10.93	4.52	1.16	3.60	0.50	1.16	0.20	2.36
5	27	51.2	17.3	34.2	6.60	2.64	0.79	2.50	0.51	0.67	0.15	1.63
6	28	54.6	23.5	36.7	7.19	3.21	0.85	2.97	0.60	1.06	0.25	2.84
7	32	77.0	38.6	56.5	12.0	5.67	1.51	4.10	0.69	1.52	0.39	3.79
8	36	69.8	39.2	35.2	8.41	3.91	0.86	3.12	0.64	2.04	0.47	6.13
9	38	45.8	18.8	28.4	6.83	2.60	0.73	2.38	0.49	0.91	0.21	2.58
10	Г-10	16.0	19.0	20.0	3.10	0.70	0.45	1.50	0.25	1.20	0.21	2.60
n	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10

Ущелье Саринар, №№ 1-5 – кремнисто-вулканогенная №№6-10 эффузивно-вулканокластическая формации . Рентгено-спектральный анализ(ГИН М.).

Рис.4.10 Нормирование концентраций РЗЭ в металлоносных силиците к хондриту,



Образцы №№13,14 кремнисто-вулканогенная формация, ущелье Саринар. №№27 до 38 эффузивно-вулканокластической формация.

Выявлена отрицательная аномалия Се, в обр. №№ от 27 по 38- слабая положительная аномалия Gd. Резкий спад к Yb. Отрицательная

аномалия Се указывается в умбрах и охре Кипра [Robertson et al., 1976], в современных металлоносных осадках Тихого океана (Металлоносные осадки....., 1979).

Средние содержания химических элементов в базальтах и в слоющихся с ними Mn-Fe силицитех (ущелье Саринар).

Таблица 4.20

	Силициты(1)	Базальт (1)	Силициты(2)	Базальт (2)
Fe	7.0	7.0	8.2	6.6
Mn	1.26	0.36	1.16	0.12
Ti	0.2	1.0	0.11	1.2
Cr	39	55	27.8	107.2
Ni	79	110.8	61.6	40.8
Co	18	25.7	19	17.2
Cu	106.6	22	117.6	67.5



Pb	120	106	26.2	78.7
Zn	-	124	120	186.7
Zr	100	310	37	116.7
Nb	< 10	77.4	10	29
Th	4.1	8.5	2.4	2.4
Ta	0.57	3.4	0.2	1.2
Ba	512.7	364.2	248.4	157.8
Sr	178.7	395	125	372
La	67.1	65.2	51	26.8
Yb	3.4	3.02	2.6	3.4
Y	-	23	20	29
Rb	52.7	23.7	26	28

1. Эффузивно-вулканокластическая формация. 2-кремнисто-вулканогенная формация

Лаб. ИГиГ, СО, ИМГРЭ, М).  
Микроэлементы-г/т, Fe, Mn, Ti-в вес. %

Металлоносные  
силициты ущ. Саринар  
сравнительно с  
базальтами обогащены  
Mn, Cu, Ba(?),  
преимущественно

гидротермальными. В силицитах ниже, чем в базальтах, концентрации Ti, Cr, Ni, Nb, Ta, также Sr.

Попытаемся наметить генезис металлоносных силицитов, основываясь на МС ущелья Саринар Севанского хребта. Металлоносные - силициты Севанского рифта (хребтового) возникли в связи с гидротермальной активностью щелочно-базальтового вулканизма, в антракты вулканических извержений. Перекрытие МС лавовым потоком щелочного базальта, возможно, и ограничивали извлечение микроэлементов из воды. Средние скорости накопления металлоносных силицитов кремнисто-вулканогенной формации саринарской фации приблизительно оцениваются в 70-110 мм за 1 тыс. л. Перерывы вулканизма составляют от нескольких десятков до первых сотен тыс. лет. Скорости накопления слоев МС превышают среднюю скорость прочих слоистых силицитов на 30% и более. В условиях «аккордеонной» тектоники-чередования растяжения и сжатия, кремненакопление

прерывалось короткими по времени, по объему значительными излияниями базальтов. В осевом трого кремнистые осадки прерывисто-ритмично разбавлялись осадками железистых гидротерм с резким переходом к железисто-марганцевистым гидротермами и к перекрытию ритмопачек щелочными базальтами. Гидротермальная активность *предшествовала* эффузиям базальтовой магмы. Выход рудоносных гидротерм и газов сконцентрирован в зоне глубинного разлома; гидротермами и газами выносились Mn, Fe, Cu, Ba, часть РЗЭ. С «запечатыванием» серпентинитами зоны разлома центрального трого гидротермы воздымались по мелким разломам на переходе к склону. К данной литофации у с. Авазан в брекчированных штоках «кондуитах» температура гомогенизации двухфазных газовой-жидких включений в многочисленных прожилках кварца определена в 240-260 °С, в поздних прожилках вдоль трещин-110-116 °С, в мелких однофазных включениях-60-70 °С. Прожилки и гнезда окисных марганцевых руд слагают браунит, гаусманит, содержание окислов железа резко падает (определения Л.П.Яшвили). В краевых литофациях эффузивно-вулканокластической формации накопление МС подавлялось нарастающей частотой и повышенной эксплозивностью вулканизма, терригенно-карбонатной садкой.

Сопоставление с МС мезозоя западного Средиземноморья показывает, что в сегменте Севанском Малого Кавказа выше концентрации Ni, Co, Cr [Сатиан, 1987]. Объяснимо это конседиментационным выводом протрузий ультрабазитов в разрыв (в Лигурии протрузии ультрабазитов отсутствуют или редки и толща тонкослоистых силицитов перекрывает базальтовую толщу). Отсутствие или редкость умбр и охр на Малом Кавказе в сочетании с

прочими особенностями строения и состава толщ - показатель малой скорости растяжения (1-2 см/год) оси рифта Севан-Акера, еще меньшей, надо полагать, в зоне Приараксья (в Ведийском сегменте). Современные Fe-Мп-металлоносные осадки вулканических впадин и рифтов дна океанов [Металлоносные осадки...,1979] отличаются от МС Малого Кавказа по матрице, большей батиметрией.. Резко подавленное кремненакопление тягетееет к пересечению офиолитовыми рифтами зон поперечных глубинных разломов,,вероятно, обусловленное повышенной частотой эффузивного магматизма, выдвигением крупных интрузий габбро и протрузий гипербазитов и раскрытия подводных каналов.

#### 4.8 Офиолитокласты

Серпентинитокласты и габброкласты(*ортоофиолитокласты*) в вулканогенно-осадочных толщах раннего мезозоя САЗ возникают с разрушением выходов габбро-гипербазитового комплекса и вулканитов позднего палеозоя-лейаса Офиолитокластик составляет примесь к континентально-коровому обломочному веществу [Книппер и др.,1997]. В значительно больших объемах серпентинитокласты возникают на главной стадии рифтогенеза, когда тектоническое и гравитационное выдвигение офиолитов приводят к их развалами и накоплению обломочного вещества перед фронтом надвигов. Наиболее крупные массы офиолитокластов тяготеют к крупным выходам габбро-гипербазитового комплекса, обнаруживая опосредованную связь с большей амплитудой рифтинга. В сегментах Зангезурском и в оси акватории Севана редкость серпентинитокластов - один из показателей ограниченного мантийного диапиризма в мезозое.

Развалом серпентинитовых масс предшествовало их дробление при подъеме, увеличение объема и трещиноватости при боковом распоре. Дробление, автобрекчирование габбро при достижении магмы глубинных водоносных горизонтов завершается выходом и затвердеванием кристалло-магматической «каши». Наблюдалась вертикальная зональность: массивные габбро основания сменяются габбробрекчией, а в кровле - слоистыми габброкластическими песчаниками и алевролитами (выход у старого Зодского перевала). Изотопные данные и структурные соотношения со вмещающими толщами показывают многостадийное в мезозое выдвижение габбро [Богдановский и др.,1992, Асланян и др.,1987]. Составы ортоофиолитокластов зависят от амплитуды растяжения коры, соотношения гипербазитов и габбро. Механизм развалов фронта офиолитов разнообразен, от олистолиново-олистостромовых накоплений до меланжа. В случае накатывания лежащих складок по гусеничному механизму [Белостоцкий,1983] развал фронта надвигов выражен чередованием пачек преимущественно вулканокластов, серпентинитокластов, габброкластов и бирбиритокластов (рис.3.6).

Полимиктовые офиолитокласты (*параофиолитокласты*) возникают в больших объемах в раннем сенеоне в связи со складчатостью на границе раннего и позднего мела и в коньякском веке. Градиенты изопахит полимиктовых офиолитокластов меняются по простиранию зон рифтогенеза. Показательна ритмичность слоенакопления, косая слоистость. В составе гравийно - псаммитовых полимиктовых офиолитокластов преобладают обломки спилитов, диабазов, встречаются обломки габбро и гипербазитов, кератофиров. Многочисленные остатки кораллов, рудистов, гастропод - указание на



мелководность среды накопления. К параофиолитокластам могут быть отнесены породы, на 70-90% сложенные обломками базальтов и офиолитовых габбро, диабазов в ассоциации с серпентинитокластами. Таковы офиолитокласты басс.р. Арпа [Сатиан,1971]. В басс.р. Джаук (Джагры) крупные обломки тешенитов, а также эссекситов, трахитов, эгириновых нордмаркитов [Агамалян и др.,1969,1972] снесены с щелочных провинций континентального обрамления и с офиолитов. В параофиолитокластах среднего-позднего мела вдоль восточного крыла антиклинория Мегри обнаружены полуокатанные обломки гранитоидов мезозоя вызваны размывом зачаточного поднятия Мегри в мезозое [Таян и др.,1993].

По химическому составу параофиолитокласты отличимы от ортоофиолитокластов низкими содержаниями Mg, повышенными-Si,Al,Na,K.

Концентрации микроэлементов в серпентинитокластах и бирбиритокластах

Таблица 4.21

№	Sr	Ba	Cr	V	Ni	Co	Cu	Nb	Ta	Zr	B	P
P	129	141	346	140	171	27	66	28	0.6	90	22	282
Spс	22	10	1660	47	1355	103	19	36	1.2	21	36	151
И-1	-	-	600	35	1000	120	10	-	-	-	-	-

Примечание: №№ P, и Spс-серпентинитокласты, сегмент Акера-Тертер [ Розен и др., 1986] , [Градусов и др., 1975] ,№ И-1-бирбиритокласт ,с-Ипяк-2, Результаты рентгено-спектрального анализа(ГИН М. и МГУ).

#### 4.9 Субвулканические андезиты

Андезиты Ведийского сегмента АОЗ слагают штоки в диаметре размером от нескольких до нескольких десятков и реже более метров (рис.3.15,3.16,3.18). Овалы диаметром до 500-700м в верховье долины р. Веди тяготеют к разломам в зоне максимальных мощностей карбонатно-вулканогенной формации., контакты повсеместно секущие [Сатиан и др..2001,2005]. Резко сокращены размеры овалов выходов андезитов (до10-30м) в пределах краевых литофаций позднеюрского-раннемелового рифта, в низовье басс.р.Хосров и в антиклинали Ерах. Порода брекчиевидная с многочисленными прожилками цеолитов,карбоната, микроструктура основной массы витрофирровая, включает мельчайшие кристаллы плагиоклаза , моноклинного пироксена , магнетита; вторичные минералы- хлорит,цеолиты, карбонат, вдоль экзоконтакта прожилки анальцима и ломонтита с кальцитом и хлоритом. По эндоконтакту с вулканогенно – карбонатной формацией наблюдались узкие зоны метасоматоза, андезиты включают обрывки вмещающих пород : базальтов,силицитов и др.. Химический состав андезитов верховья долины р. Веди-(вес.%): $SiO_2$ -57,8-59,8; $TiO_2$ -0,68-0,90; $Al_2O_3$ -11,24-12,40; $Fe_2O_3$ -4.30-4,72; $FeO$ -1.98-2,76; $MgO$ -2,21-2,30;  $CaO$  -5.39-6,00;  $Na_2O$ -3,75-4,10  $K_2O$ -0,95-1,35  $P_2O_5$ -сл.-0,23 [Мкртчян,1970]. На гравиметрическом профиле субвулканические андезиты в 0,7км к западу от правобережья среднего течения р. Манкук с глубиной резко сужены,такова же интерпретация разреза структурной скважины в низовье р. Манкук. Привлекает внимание проседание овалов андезитов ,окружение их мелкими выходами серпентинитов [Мкртчян,1970] . Вторичные преобразования андезитов находятся в пределах катагенеза (эпигенеза) с наложением низкотемпературной

гидротермальной фазы. Возраст (К/Аг) внедрения андезитов от 120 до 105 млн.лет.

При сжатии коры к концу раннего мела, со снижением проницаемости предполагается усиление воздействия на магму флюидов. Не исключается ассимиляция силицитов, и в остаточных очагах верхней коры возникновение андезитовой магмы. В современном срезе андезиты слагают препарированные остатки жерл вулканов конца раннего мела.

Завершим раздел сведением данных о породах-индикаторах полистадийного рифтогенеза. (Таблица 4.22).

Породы-индикаторы	Зона Севап-Акера	Зона Зангезур-Ширак	Зона Приараксья
Щелочные лампрофиры	-	-	++++ (верхняя юра-нижний мел)
Карбонатиты	+(средняя юра)	-?	++++ (верхний байос-берриас)
Пикриты	-	-?	++++ (оксфорд-кимеридж)
Щелочные базальты	+++ (верхняя юра-нижний мел)	++ (нижний мел)	++++ (верхний байос-нижний мел)
Толситовые базальты	+++ (верхняя юра-нижний мел)	++ (нижний мел)	++ (верхний байос-нижний мел)

Радиоляриты	++++(верхняя юра-нижний мел)	++ (нижний мел)	+++ (нижний мел)
Базаниты	+(нижний мел)	-	+?(нижний мел)
Сerpенти-нитокласты	++++(нижний мел- коньяк)	++(турон-коньяк)	+(нижний мел)

Примечание :знаки:++++ оч.много, +++много, ++ есть+мало, -не обнаружены.

#### 4.10. К геохимии вулканизма континентальных рифтов и офиолитовых трогов

Геохимические критерии вулканизма континентальных рифтов оцениваются неоднозначно [Лутц,1980, Грачев,1987, Милановский, 1976 ,Рамберг и др.1984] ,вплоть до их отрицания [Robertson et al.1985, Robertson,2002] . Наземные щелочные базальты более представительны для начальных стадий континентального рифтогенеза новейших этапов развития коры [Грачев,1987 и др.]. С нарастанием растяжения и возникновением межконтинентальных рифтов возможны переходы к толеитовому вулканизму[Милановский.1976].Не единичны и отклонения [Рамберг и др., 1984].

Рифты мезозоя Малого Кавказа возникли также в континентальной области,но представлены морскими мелководными вулканогенно-осадочными формациями. Различия на этом не ограничиваются,и это предмет особого обсуждения. Здесь же отметим,что ранние стадии вулканизма континентальных рифтов мезозоя представлены толеитовыми ,реже субщелочными высокотитанистыми базальтами. В Приараксье к ранней стадии рифтогенеза (в лейасе) относится



толеитовый и лишь отчасти субщелочной высокотитанистый базальтовый вулканизм [Ломизе,1983,Грачев, Карягин, 1983] , есть определения и низкотитанистых базальтов [Азизбеков,1961].Все же по совокупности геологической ситуации и петро-геохимических признаков продукты вулканизма отнесены к континентальному рифту [Карякин,1989]. Латеральные вариации сериальности значительны. В карбонатно - вулканогенной формации(предофиолитовой) в долина р. Веди толеитовые пикродолериты средней секции формации на коротком расстоянии переходят в субщелочные пикробазальты,субщелочные и щелочные базальты к верховью долины включают высокожелезистые разности. В эффузивно-вулканокластической формации позднего альба-турона в долине р. Хосров преобладают трахибазальты, в низах же разреза отмечаются потоки толеитовых базальтов. На Севанском хребте у с.Гегамасар в низах эффузивно-вулканокластической формации отмечены лавы базанитов и кальциокарбонатиты.

Приведенные примеры неоднократной смены во времени и по латерали магмогенерации континентальных рифтов свойственны и офиолитовым трогам. К-щелочность по восходящему разрезу кремнисто-вулканогенной формации нарастает в базальтах ,что объяснимо усилением сжатия коры к неокому (с заглубление очагов магмы[Лутц,1980]). На Севанском хр. в разрезе кремнисто-вулканогенной формации ущелья Саринар преобладают щелочные базальты, а к югу, в междуречье р.р.Тертер и Акера щелочные базальты чередуются с толеитовыми базальтами. В ущелье р. Гергер хр. Базум толеитовые базальты в верхах разреза сменяются приразломными субщелочными базальтами,возможно, ими завершается разрез

формации. В долине р.Манкук Приараксья на коротком расстоянии толеитовые базальты сменяются щелочными.Щелочность базальтов резко возрастает в краевых разрезах рифов титона-неокома .

Нельзя пройти мимо методических недоработок в реконструкциях условий вулканизма. Например, составы базальтов кремнисто-вулканогенной формации на диаграмме Th-Hf/3-Ta (рис.4.11) и на других диаграммах тяготеют чаще к полю островных дуг. Однако сходству с базальтами островных дуг,например, Приараксья [Закариадзе и др.1983,Цамерян и др.,1988] противоречат высокая титанистость базальтов.Средние содержания  $TiO_2$  (в вес.%) в базальтах кремнисто-вулканогенной формации составляют: в центральном сегменте Приараксья(басс.р.Веди)-1.29, в ущелье Саринар Севанского хребта 2.9, и только в западных сегментах зоны Зангезур-Ширак менее 1. Приведенные значения титанистости базальтов офиолитовых трогов существенно выше средних значений для базальтов и толеитовой ,и щелочной серий островных дуг океанов , Средиземного моря (менее 1%). Значения Ni/Co (от 1,5 до 5,ср.3,4) выше ,чем в островодужных базальтах,где менее 1.0 [Богатиков и др.,1983] . «Островодужные» по размещению составов на дискриминационных диаграммах продукты базальтового вулканизма нередки среди глубоководных микритовых известняков и радиоларитов(базальты неокома ущелья Саринар и др.,) На диаграмме [Wood,1989, также Хаин и Ломизе.,2005] дискриминация геодинамических обстановок вулканизма мезозоя Малого Кавказа спорна. В поле С диаграммы (рис. 4.11) кучно размещены составы щелочных внутриплитовых базальтов глубоководной кремнисто-вулканогенной формации Севанского хребта (ущелья Саринар), мелководной эффузивно--вулканокластической формации ущелья.

Рис.4.11

1 •

2 +

3 ◊

4 ■

5 ⊕

6 x

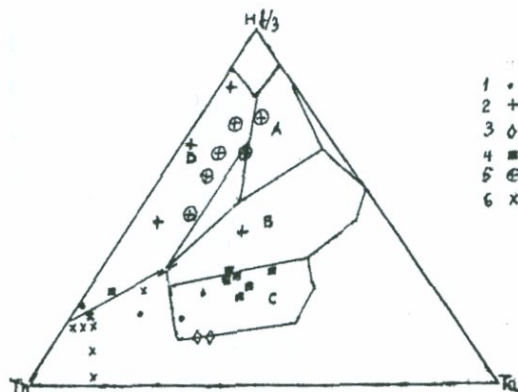
Диаграмма Th-

Hf/3-Ta

[Wood,1989].

Вулканизм зон  
рифтогенеза в  
мезозое.

*A.* Нормальный тип  
базальтов COX. *B.*



*C.* Внутриплитовые щелочные  
базальты. *D.* — базальты островных дуг.

Формации (1-5): 1-эффузивно-вулканокластическая, басс. р. Веди, верхний альб-турон, 2-кремнисто-вулканогенная, долина р. Манкук, валанжин-баррем-апт(?), 3-эффузивно-вулканокластическая, ущелье Саринар, Севанский хр., альб-турон, 4-кремнисто-вулканогенная, ущелье Саринар, Севанский хр., средняя-верхняя юра-неоком, 5-кремнисто-вулканогенная, хр. Базум, верхняя юра-ранний мел [Galoyan et al., 2007]. 6. Туфы щелочных лампрофиров, карбонатно-вулканогенная формация, средняя юра-берриас, басс. р. Веди (составы тяготеют к высокаториевому углу).

Также и басс. р. Веди [Сатиан и др., 2006, 2009], базальты позднего сенона [Железняк и др., 1976] континентального рифта Гочас [Меликсетян, 2000]. Нельзя не учитывать того, что диаграммы геодинамических обстановок вулканизма разработаны на примерах главным образом новейшего вулканизма, и в них далеко не отражена эволюция геодинамики и геохимии вулканизма, с мезозоя по

современность.

Возникновение и выдвигание офиолитов Малого Кавказа и некоторых других внутриконтинентальных офиолитов Тетис связываются с рифтами задуговых бассейнов. Хотя известно, что современные задуговые бассейны выполнены вулканокластикой и вулканомиктовыми осадками, не обычными в юре-неокоме САЗ и АОЗ.

В оценке вулканизма мезозоя не учитывается возможность *конвергенции* геохимии вулканизма разных геодинамических обстановок. Таких примеров немало: толеиты осевой зоны рифта Красного моря и СОХ Атлантики [Альмухамедов и др., 1985], базальты коры бассейна Лау и ВТП Тихого океана [Хокинс, 1978]. Отмечено сходство базальтов современных внутридуговых бассейнов с толеитами СОХ [Лордкипанидзе, 1985]. Базальты осевой зоны континентального рифта Рио-Гранде и толеиты абиссальных и океанических островов сближены на факторных диаграммах породообразующих химических элементов [Грачев, 1987, с. 246, 248]. По-видимому, таких примеров больше, но они остаются вне обсуждения.

Разработанные диаграммы [J.A Pearce., S Sun., W. McDonough. и др.] способствовали прогрессу в реконструкции геодинамики вулканизма прошлых эпох, и они все более совершенствуются с изучением эволюции вулканизма во времени и по фациальной обстановке.

Вулканизму внутриконтинентальных рифтов и офиолитовых трогов региона свойственна *миграция*. В офиолитовых трогах, консервативно надстраивающих глубинные разломы, миграция проявлена менее, чем в континентальных рифтах и особенно в рифтах заключительной стадии растяжения коры. В мелководных рифтах ранней и заключительной



стадий растяжения миграция воссоздается с большой достоверностью (по изопакитам вулканических толщ, по серийности базальтов, по коэффициенту эксплозивности и парагенезам с осадками). Анализ показывает, что по совокупности структурных и литолого-формационных признаков в центральном и южном сегментах зоны Севан-Акера вулканизм заключительной стадии рифтогенеза мигрировал преимущественно к *западу*, тогда как в Приараксье миграция вулканизма в мезозое была направлена к *северу*. Причины миграции вулканизма - закупоривание проницаемости коры, «склеротизация» литосферы [Лутц, 1980], ведущая к выработке смежных зоны проницаемости, может быть дополнена латеральным смещением астенолитов на уровне астеносферы. Что касается количественной оценки, то миграция вулканизма от Палеотетиса к Мезотетису по палеомагнитным измерениям пересматривалась неоднократно.

В генезисе офиолитов информативно соотношение с гранитоидным магматизмом сопредельных зон континентальной коры. Весьма скудный гранитоидный магматизм мезозоя антиклинория Карабах сочетается с деградацией, «утонением» офиолитового шва Севан-Акера южнее Лысогорского перевала. Продукты кислого магматизма мезозоя в эффузивной в экструзивной фациях нередки в вдоль батолита гранитоидов Мегри. Причем в восточной краевой полосе батолита вдоль Зангезурского офиолитового шва развита фация габброидов. Для области Средиземноморья обсуждалась взаимосвязь кислого магматизма Вардарской зоны офиолитов с гранитоидами Сербско-Македонского массива [Bebien, 1977]. Остаются мало исследованными механизм и геохронология блокового дробления и выдвижения на

верхние уровни коры метаморфитов позднего рифея и палеозоя, включающих граниты, .

#### 4.11 О габбро-гипербазитовом комплексе офиолитовых трогов

Габбро-гипербазитовый комплекс офиолитовой зоны Севан-Акера изучался в 30-е годы прошлого столетия в связи с поисками минерального сырья и проектом спуска уровня вод Севана [С.Е.Айвазов, А.Г.Бетехтин, М.А.Кашкай, К.Н.Паффенгольц, А.Н.Соловкин и др.], позже петрологию габбро-гипербазитового комплекса исследовали Т.Ш.Татевосян, С.Б.Абавян, Г.А.Казарян С.А.Паланджян, А.Д.Исмаилзаде и др.

Литолого – формационный анализ офиолитовых зон лишь затрагивает проблему ультрабазитов и офиолитовых габбро и не претендует на обобщение. Хотелось напомнить мнение о принципиальной возможности недноактного внедрении в кору ультрабазитов, впервые высказанное А.Т.Асланяном [Асланян,1958]. В верховье р. Тертер толентовые габбро офиолитов по изотопии датируются поздним триасом [Богдановский и др.,1992], видимо, таков же возраст ряда выходов габбро в долине р. Даранак Севанского хр., где отмечены коренные остатки коры выветривания ультрабазитов. В Приараксье возраст габбро-норитов, вскрытых глубокой сважиной Октемберян-1г, по геологической ситуации позднеюрский, либо древнее, синхронный метабазальтам в основании карбонатно-вулканогенной формации басс.р. Веди. Позднеюрский радиологический возраст определен в габбро в выходах 2 км восточнее г. Веди [Казарян,2005]. В САЗ размеры крупных выходов габбро положительно соотносятся с мощностью вулканитов

кремнисто-вулканогенной формации. Сериальность габбро чаще толеитовая. Повышенная щелочность габбро *заключительной* стадии рифтинга сопоставима с сериальностью базальтоитов. Так, щелочные габбро отечены в эффузивно-вулканокластической формации вдоль подножий Севанского хребта. Во впадине Двин Приараксья скважина Чатма-1 в щелочнобазальтовой эффузивно-вулканокластической формации вскрыла габбро - эссекситы, датированные (К/Аг-93млн.л.) поздним мелом [Багдасарян и др., 1989].

В реконструкциях офиолитогенеза информативны соотношения гипербазитов к габбро. В зоне *Севан-Акера* представлены преимущественно гарцбургитами [Паланджян, 1971, Абавян, 1981, Исмаилзаде, 1984 и др.], чаще они сонаходятся с габбро, но крупнее и протяженнее по морфологии. В *Приараксье* и в южных сегментах зоны *Зангезур-Ширак* выходы габбро заметно *преобладают* над гипербазитами и тяготеют к зонам ограниченного растяжения. Петрологически проблема изучена недостаточно.

Контакты габбро со вмещающими мелководными толщами у с. Авазан Севанского хр. включают признаки термального метаморфизма. В Нагорном Карабахе у с. Черактар гидротермально-метасоматически преобразованы экзоконтакты габбро-гипербазитового комплекса со вмещающими отложениями сеномана и нижнего сенона [Шихалибейли и др., 1984]. К *стратиграфическим* контактам базальтов вулканогенно-осадочной толщи с габбро (подобно большинству офиолитов Альп и Апеннин) условно отнесены выходы вдоль старого Зодского перевала (вниз к долине р. Лев) и в окрестности с. Ардашеви верховья р. Акера. Однако эти и другие контакты заслуживают подробного изучения. Габбро-гипербазитовый комплекс воздымается до разных

уровней коры, соответственно и разнообразны соотношения со вмещающими стратифицированными толщами. Диapiroны верхней мантии в коре фиксируются по результатам акустической сейсмографии на юге басс.оз. Севан [Оровецкий и др.,1983] . Сейсмотомографией в пределах эпицентра землетрясения Спитак-1988 выявлен выступ аномального плотного вещества ( $V_p$ -6,8-7,0 км/с), предположительно мантийного [Дорбат и др.,2004].

Геокартированием показана прерывистость выходов ультрабазитов и габбро по простиранию швов-глубинных разломов. Параметрическое и структурное бурение, а также сейсмометрия дают повод для предположения, что малая амплитуда растяжения коры в фрагментах шва, перекрытых мощным вулканогенно-осадочным кайнозойем. Эти фрагменты включают малые объемы астенолитов мантии. Таково простирание *скрытого* шва от востока хр. Базум к хребту Арегуни, таковы скрытые, «слепые» внедрения габброидов и серпентинитов в кору акватории севанского сегмента зоны Зангезур-Ширак, а на западе Приаракся - в междуречье низовья р.р. Ахурян и Раздан . Скрытые или «слепые» диapiroны мантии принадлежат впадинам малой амплитуды рифтинга. При значительных растяжениях коры (литосферы), как в сегменте Севанском САЗ и др., ультракотловинные трюги вмещают перманентно воздымающиеся к поверхности крупные массы серпентинизированных ультрабазитов.-об этом впервые говорил А.Л.Книппер (Книппер,1975). Протрузивное выдвигание серпентинитов восполняется резервом мантийного вещества корневой зоны-сценарий правдоподобен при незначительном горизонтальном смещении диapiroнов относительно корней. В офиолитовых шарьяжах западного Средиземноморья крупные протрузии редки или



отсутствуют, что объяснимо прерванностью глубинной вертикальной связи с мантией.

#### 4.12 Катагенез и метаморфизм

Региональный катагенез и метаморфизм в рифтах и трогах варьирует от одной зоны полистадийного рифтогенеза к другой и по простиранию. В разрезе глубокой сважины Маркара-5(АОЗ) западного Приараксья уровень метаморфизма пород с глубиной сменяется от зеленосланцевой фации (эп.-хл.-альб.-кв.-карб.) эпидот-актинолитовой фацией. Возраст границы пока не обоснован. Высокие уровни зеленосланцевого метаморфизма отмечены в metabазитах раннего мезозоя района г. Амасия и бассейна р. Тертер САЗ [Zakariadze et al., 1988], то же в метадиабазях кумулятивного комплекса офиолитов средней юры(?) севанского сегмента Зангезурской зоны, вскрытых в скв. Карчахпюр. В зеленосланцевой фации преобразованы вулканиты позднего палеозоя (?)- раннего мезозоя вулканогенно-осадочных формаций Севанского хр. и синклиория Атерк [Гасанов, 1985, Вишневская, 1995, Асатрян, 2011]. В Приараксье в разрезе скв. Арарат-1 зеленосланцевый метаморфизм пород нижней секции вулканогенно-осадочной толщи триаса-лейаса выше переходит к катагенезу.

В нижних секциях кремнисто-вулканогенных толщ, с глубиной и в разрезах скважин теряется биоморфная и возникает микрозернистая структура радиоляритов. Исходное кремнистое вещество планктона-опал подвергается раскristаллизации через халцедон, кварцин, лютецит до кварца [Вишневская, 1984, Сатиан, 1987]. Растворяются тонкие и выпуклые части скелета, спонгии [Вишневская, 1984]. В средних секциях толщ по примеси вулканического стекла в силицитах

развиваются магнезиально-железистые хлориты, эпидот [Вишневецкая,1984]. В глинистых силицитах определяются гидрослюда  $2M_1$ , в верхах разрезов- $M_1$ , в глинистой примеси силицитов эффузивно-вулканокластической формации выявлен новообразованный по стеклу монтмориллонит (определения Р.Г.Мхитаряна).

При *стресс-метаморфизме* раковины радиолярий сплющиваются. С рассланцеванием глинистых силицитов возникает тонкораспыленный гидрогранат(используются как тонкие абразивы). В целом уровень метаморфизма пород повышен в просевших блоках клавиатуры офиолитовых швов. Изучение регионального метаморфизма и корреляция с сопредельными областями Ирана и Малой Азии - одна из последующих задач.

*Контактово-термальный* метаморфизм отмечен в эндоконтактах пород офиолитовой серии с гранитоидами батолита Мегри и с субвулканическими образованиями кайнозоя одноименного антиклинория [Гуюмджян,2011]. Породы толщи шванидзор офиолитовой серии,термально метаморфизованы вдоль контакта с гранитами. В верхней части толщи с потоками риолитов чередуются мощные пачки силицитов - фтанитов [Агамалян,1999].Но в зоне термического палеоконтакта с гранитами на глубинах порядка 1-2км и при недостатке кислорода окисное железо яшм может сменяться закисным с появлением окраски , сходной с фтанитами .Кроме того, обломки фтанитоидов редки, а яшм часты в граувакковой формации раннего сенона ближайших выходов (кочевка с. Шванидзор).

*Голубосланцевый* метаморфизм затрагивает разновозрастные породы и развивается вдоль разломов : в вулканитах кремнисто - вулканогенной

формации «Холодного ключа» хр. Базум, в потоках базальтовых андезитов среди известняков спитакской свиты верхней юры? - неокома на юго-западе хребта [Агамальян,1981,2007] , в граувакковой толще раннего сенона на стыке поперечного трога Авазан с глубинным разломом вдоль Севанского хребта, в Приараксье в вулканитах верховья долины р. Веди, относимой к осевой зоне титон-неокомского рифта [Сатиан,1979]. В приведенных примерах метаморфизм голубосланцевой фации наложен на катагенез и зеленосланцевый метаморфизм (в западном Средиземноморье зеленокаменный метаморфизм наложен на голубосланцевый и связывается с процессами субдукции). В офиолитовых швах и граничных блоках континентальной коры более соответствует схема голубосланцевого метаморфизма в приповерхностных разломах при сверхвысоком поровом давлении отжимаемой воды во вмещающие породы [Добрецов,1974,1986]. Следует подчеркнуть разновозрастность, прерывистость размещения голубых сланцев главным образом вдоль разломов основания пологих надвигов.

## Глава 5. Гипотезы офиолитогенеза

В начальном варианте гипотезы офиолитовых аллохтонов Малого Кавказа [Книппер,1975 ,Соколов,1977] офиолиты зоны Севан - Акера рассматривались выдвинутыми из «океана Тутхун» и шарьированными в Вединскую (Араксийскую) зону. Приведены были доводы о позднеюрском - раннемеловом возрасте офиолитов, тектоническом контакте офиолитов с флишоидом сеномана-турона, наличии олистостромы, меланжа. С углубленным изучением вещественного состава офиолитов и многократным обращением к

проблеме [ Закариадзе и др.,1982,Цамерян и др.,1988, Knipper et al.,1980, Книппер и др.,1987] последовал вывод о несостоятельности возникновения офиолитов Малого Кавказа в структуре,сходной с СОХ океана..С открытием офиолитов Зангезура сценарий был изменен - к *корневой* зоне был отнесен Зангезурский офиолитовый шов, а офиолиты показаны дивергентно шарьированными в Севан-Акеринскую и Вединскую впадины (синформы) [Knipper,Khain,1980]. За 2004-2010г.г. генезис офиолитов изучался группой Армения-Франция [Galoyan et al.,2007,Sosson et al.,2010]. Из публикаций в зарубежной печати очевидно сходство с первым вариантом схемы А.Л.Книппера, дополненной петро-химическими и геохимическими анализами главных типов пород, а в геодинамике коры Малого Кавказа- реконструкциями субдукции, обдукции, эксгумации.

*Гипотеза аллохтонности* офиолитов Малого Кавказа [А.Л.Книппера,1975 и др.] критически рассматривалась неоднократно [Асланян и др.,1977, 1987,Архипов, 1983,1987,Сатиан,1979,1984,2006]. Обращалось внимание,что в гипотезе нет подробного обсуждения генезиса и структурной позиции офиолитов зоны Зангезур-Ширак,далеко не полностью используются результаты изучения глубинного строения коры глубоким и структурным бурением , сейсмометрией и другими методами(объемное и дистанционное геокартирование и др.), без обсуждения остался генезис синформ - вместилиц предполагаемых аллохтонных масс. Надвиги на более молодые комплексы и прочие виды деформаций в строении офиолитовых зон,еще не аргумент для реконструкции шарьяжей офиолитов на многие десятки км в другие зоны (синформы) региона. В последние годы по итогам совещания геологии офиолитов восточного Средиземноморья взяты под сомнение крупные



горизонтальные смещения офиолитов [Robertson,2002]. Проект французско-армянской группы – корреляция офиолитов Малого Кавказа и Передней Азии, как нам представляется, еще не завершен.

Основные положения *рифтово-троговой* гипотезы, рассматриваемые в книге, дополняют схему автохтонного и паравтохтонного близкорневого размещения офиолитов [Сатиан,1979, 1984, Асланян и др.,1987]. Из положений разработанной нами гипотезы особо требует дальнейших доказательств геодинамика *избирательного* выполнение мантийным веществом глубинных разломов главной, северной ветви офиолитов малокавказского геотраверса, «тетического» простираения (Севанский хребет и др.), тогда как малые прерывистые внедрения вещества мантии в кору, судя по их выходам, характеризуют близмеридианные глубинные разломы и сигмоиды *поперечных* глубинных разломов (сегмент Зангезур ЗОЗ, разлом вдоль долины р. Ахурян, разлом Курдистанского хребта на границе Малой Азии и Ирана), Схема может быть проверена и дополнена тектоническим моделированием с привлечением попеременных («челночных») по вектору комбинаций- сдвигово-раздвиговых, сдвигово-надвиговых движений и мантийного (астенолитового) диапиризма.

## Глава 6. Тектоническое районирование

Методика тектонического районирования [Косыгин и др.,1981, Чиков,1985 и др.] включает последовательность операций: соразмерность объектов, точность описания. Эти процедуры сохраняют свое значение и при выделении *океанской*, *континентальной* и

переходной коры [Хаин и др., 2005]. В тектоническом районировании зон незавершенной складчатости указывается несовершенство самого принципа главной складчатости [Херасков, 1967 и др.]. Литолого-петрологическая и палеонтологическая типизация формаций [Паффенгольц, 1948, Габриелян, 1966, Габриелян и др. 1968, 1981, Асланян, 1958, Бальян, 1969 и др.] в те годы была недостаточно обоснована. Наконец, пересмотр тектонического районирования настоятельно был вызван открытием зонального размещения офиолитов Приаракся, а затем и обоснованием зоны Зангезур-Ширак.

Обратимся к примерам районирования региона. В тектонике Малого Кавказа *Центральная складчатая зона* [Габриелян и др., 1981] выделялась по мощным осадочным, флишоидным, молассовым и вулканическим формациям кайнозоя, по интенсивной фазе складчатости, сопоставимой с пиренейской. Однако большая часть отложений палеогена погребена под молассой миоцена и плиоцен-четвертичного наземно-вулканического комплекса. В прогнозе глубинного строения отложений палеогена и миоцена сказывается неравномерность информации по площади региона: сосредоточенность скважин, структурных и немногочисленных параметрических глубоких скважин на юго-западе в связи с поисками углеводородов. Выделению Мисхана-Кафанской тектонической зоны [Шихалибейли, 1966, 1984] не соответствуют резкое различие формаций фанерозоя блоков Капан и Анкаван (Мисхана), разобщенность блоков глубинным разломом [Габриелян и др. 1981], мезозойской сутурой офиолитов Зангезур-Ширак [Асланян и др., 1977], заложенной с позднего палеозоя, вероятно, и ранее. Выделение Сомхето-Капанского тектонического комплекса в составе Сомхето-Карабахской зоны [Габриелян и др., 1981] заслуживает

дальнейшего обстоятельного анализа, поскольку с герцинского этапа, вероятно, и ранее Алавердский и Капанский блоки были разобщены глубинным разломом Амасия-Севан-Акера и диапирами мантии. В тектонической зональности формирование главных разделов произошло в позднем палеозое-мезозое, вероятно, и ранее. Обозначены они в мезозое зонами офиолитов с повышением активности верхней мантии, её воздействия на континентальную литосферу. Диапиризм вещества мантии наследовал глубинные разломы преимущественно «тетического» простирания. Сегментность их определена поперечными глубинными разломам доальпийского (позднерифейского?) заложения.

Итак, в тектонической зональности Малого Кавказа в мезозое (рис.2.1) выделяются континентальные рифты и офиолитовые трогги, зона(ы) синтаксиса офиолитов, промежуточные зоны континентальной коры, поперечные глубинные разломы. Тектоническая зональность в мезозое отличается линейностью зон растяжения, возникает замещением диапирами мантии краев обрамления континентальной коры вследствие возбужденности мантии, характеризуется отсутствием срединных массивов, подобных массивам Лут в Иране, Киршехир в Малой Азии.

В завершении затронем вопросы корреляции с офиолитами смежных регионов [Паффенгольц, 1948, Асланян и др., 1987, Сатиан, 1984, Bergougnan, 1976, 1987, Robertson, 2002 и др.]. В офиолитовых провинциях западного Средиземноморья ультрабазиты (лерцолиты) и выше них габбро рассматриваются выдвинутыми к верхней юре с глубин бассейна на уровень карбонатонакопления (офикальциты кровли), контакты с толщей толситовых базальтов стратиграфические. Базальты перекрыты толщей силицитов. Совокупность пород по месту первого подробного описания

предлагалось обозначить *лигурийской* ассоциацией [Сатиан, 1984]. Кроме Лигурии, складная ассоциация развита в центральных Альпах, западных офиолитовых зонах Динаро-Эллинид.

В *малокавказском* типе ассоциации радиоляриты и прочие силициты *чередуются* с излияниями крупных объемов внутриплитовой базальтовой магмы, преимущественно щелочной и субщелочной серии (кремнисто-вулканогенная формация). Протрузии ультрабазитов, в той или иной мере серпентинизированные, размещены на разных уровнях кремнисто-вулканогенной формации. С «аккордеонной» тектоникой-чередованием растяжения и сжатия связаны воздымание ко дну бассейна серпентинизированных ультрабазитов и вовлечение их размыв. Кремненакопление в антракты вулканизма исчисляется в нескольких десятков до первых сотен тыс. лет. Сравнение с офиолитовыми провинциями смежных областей на новом уровне обобщения представляется очередной целью научного поиска. Ряд выводов литолого-формационного исследования офиолитов приведены в соответствующих разделах книги.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Переход от континентальных рифтов к офиолитовым трогам континентальной литосферы вызван нарастанием возбужденности и диапиризма мантии, свойственные значительному пространству Мезотетиса. Значение внешних сил (ротации и др.) остаются важными особенно на ранних стадии альпийского этапа, но уступают мантийному диапиризму в поздней юре-неокоме, на главной стадии растяжения. Глубинные разломы «тетического» простираня вмещают наибольшие



массы вещества мантии, выдвигаемые протрузивно к поверхности. Как и поперечные глубинные разломы, они наследуют, хотя и в разной мере в каждой зоне растяжения, структурный каркас Палеотетиса.

*Автономное* развитие зон растяжения выражено в геохронологии стратифицированных формаций, в особенностях состава строения и сериальности вулканитов, в парагенезах с осадочными породами, в размерах и глубинном строении (по сейсмометрии и др.) габбро-гипербазитового комплекса, в соотношении офиолитовых габбро к гипербазитами каждой из зон растяжения. Эти характеристики заметно различаются и по сегментам зон растяжения. В офиолитовых трогах сравнительно с континентальными рифтами более устойчивы и упорядочены вариации вещественного состава и строения продуктов вулканизма, ассоциаций с осадками, латеральные и по восходящему разрезу. Эти особенности удовлетворительно на сегодня объяснимы вертикальной связью с глубинными разломами и корнями в мантии. Породы офиолитовой ассоциации и сонаходящиеся толщи мезозоя смещались в границах трогов, по структуре представляя *прикорневые паравтохтоны*, перманентно выдвигаемые к поверхности до орогенного этапа включительно.

Гипотеза *аллохтонности* офиолитов Малого Кавказа литолого-формационным анализом и данными сейсмопрофилеирования коры не подтверждается, тем не менее, стимулирует изучение вещества коры и геодинамики литосферы региона и смежных с ним.

Излагаемые результаты литолого-формационного анализа и тектонического районирования послужат дальнейшему изучению геологического развития лонским полезным ископаемым, прогнозу

### Библиография

Абовян С.Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР.// Изд. АНАрм.ССР, Ереван,1981,370с.

Аванесян А.С. К вопросу о присутствии неокон- альбских отложений на южном склоне Севанского хребта (Малый Кавказ). // Вестн .МГУ, сер.Геология, №5 ,1975..с.93-94.

Аванесян А. С. Геологическое строении и история формирования западной части Севан-Акеринского грабен-синклинория (Малый Кавказ). //Автореф. соиск. уч. степ. канд.г.-м. н.,Москва ,1978,22с.

Аванесян А.С. Стратиграфическое положение, возраст и геодинамические условия формирования Миапорской свиты (Армения). // Изв. НАН РА, Науки о Земле,№3,2009,с.28-33.

Агамалян В.А. Строение, первичный состав и метаморфизм ювадийской толщи Южного Зангезура. // Изв. НАН РА ,Науки о Земле, № 2-3,1999 с. 5-13

Агамалян В.А. Обнаружение основных вулканогенных пород в составе нижнемеловой спитакской свиты в районе Карахачского перевала в северной Армении. // Изв. НАН РА. Науки о Земле, №3, 2007, с. 20-27.

Агамалян В.А., Паланджян С.А., Сатиан М.А. Обнаружение галек и валунов тешенитов в конгломератах коньяка Вайка. // Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №2, 1972, с. 23-28.

Агамалян В.А., Сатиан М.А., Степанян Ж.О. Находка гальки эгиринового нордмаркита в конгломератах коньяка у с. Хндзорут (Айоцдзор). // Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №2, 1969, с. 91-92.

Агамалян В.А., Кургинян Э.Н. О спилит-диабазовом и габбро-норитовом комплексах офиолитовой серии, вскрытых скв.1-Октемберян (западная часть Араратской депрессии). // Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1989. №1, с. 26-38.

Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). // Геотектоника, №1, 1979, с. 77-84.

Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. // М. Госгеолтехиздат, 1961, 500с.

Акимов А.П., Геншафт Ю.С. Эруптивные брекчии щелочно-ультраосновного состава в Малом Кавказе. // ДАН СССР, т.313, №5, 1990, с. 1182-1184.

Акопян В.Т. К стратиграфии верхнемеловых отложений Базумского хребта (северная Армения). // Изв. АН Арм ССР, геол.-географ. науки, №1, 1962, с. 33-45.

Алиюлла Х., Аббасов А.К. Находки позднемеловых фораминифер в радиоляритах бассейна р. Тертер. // Изв. АН Азерб. ССР, Науки о Земле. №2, 1980, с. 107-109.

Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского рифта. // Новосибирск, Наука (Сибирское отделение), 1985, 191 с.

Аракелян Р.А. Палеозой. // В кн: Стратиграфия, т.11. Геология

Армянской ССР.Изд.АН Арм. ССР,Ереван,1964,с.21-148.

Архипов И.В. Офиолиты Альпийской складчатой области как индикатор деструктивного процесса. // Изв. высш.уч. зав., Геология и разведка, №11,1983.с.32-42.

Архипов И.В. Офиолиты области Мезотетис : фрагменты коры единого океана или система глубоководных прогибов . //Бюл. Моск.об-ва испытателей природы, отд.геол , 62, вып.5, 1987 , с.8-23.

Асатрян Г.М. Палеонтологические и биостратиграфические особенности юрских и меловых радиоларий в офиолитовых комплексах Армении. //Автореф.канд.дис.соиск.уч.степ. .канд. геол. наук, Ереван,2011, 30 с.

Асланян А.Т. Региональная геология Армении. // Айпетрат, Ереван,1958,430с.

Асланян А.Т, Сатиан М.А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. // Изв. АН Арм ССР.Науки о Земле, №4-5, 1977,с.13-28.

Асланян А.Т. ,Сатиан М.А. Тектонические условия становления офиолитовых зон. // Изд. АН Арм. ССР, Ереван,1987,159с.

Асланян А.Т.,Баграмян А.Х.,Осипова И.Б., Сатиан М.А. О Зангезурском глубинном разломе Малого Кавказа. // Изв. .АН Арм. ССР, Науки о Земле, №5,1981, с.12-20.

АсланянА.Т.,Сатиан М.А., Мнацакянян А.Х.,Ханзадян Г.А. . Высокомагнезиальные шаровые лавы Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. // Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №1,1987,с.9-16.

Багдасарян Г.П. ,Сатиан М.А., Варданян А.В. О возрасте вулканических пород офиолитовой ассоциации (Армянская ССР). // Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №6.1989,с.11-18.

Баженов М.Л., Буртман В.Ц. Структурные дуги альпийского пояса. Карпаты-Кавказ-Памир. // М.Недра,1990,167с..

Бальян С.П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей.Изд.Ер.Гос.Универс.Ереван ,1969,389с.



Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. //Изд-во «Наука», Москва,1981,212с.

Белов А.А.,Брагин Н.Ю.,Вишневская В.С.,Сатиан М.А.,Соколов С.Д. Новые данные о возрасте офиолитов Веди (Армения). // ДАН СССР, т.321, №4,1991,с.784-788.

Белостоцкий И.И. Шарьяжи как закономерный результат совместного действия нескольких взаимосвязанных механизмов (к единой концепции покроообразования). // Бюлл. МОИП, отд. геол., т.60, вып.3, 1985, с.3-18.

Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. //М. Недра , 1978,230 с.

Белоусов В.В. Тектоносфера Земли: взаимодействие верхней мантии и коры. //Межведомственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР, Москва, 1991,68 с.

Бердичевский М.Н.,Борисов В.П.,Голубцова Н.С. и др. Опыт интерпретации МГ -зондирования в горах Малого Кавказа. // Физика Земли, №4,1996,с.99-117.

Богатиков О.Л., Лучицкий И.В. Проблемы изучения вулканизма островных дуг. // Изв. АН СССР, сер.геол.,1983,№2.с136-139.

Богдановский О.Г.,Закариадзе Г.С.,Карпенко С.Ф.,Злобин С.К. и др. Sm-Nd возраст габброидов толеитовой серии офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа.//Докл. РАН,т.327,№4-6 ,1992,с.566-569.

БорукаевЧ.Б.Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. //Новосибирск. Изд. СО РАН ,труды ОИГГМ,выпуск 840,1999,70 с.

Вахромеев В.А.Долуденко М.П. Граница средней и поздней юры - важный рубеж в истории развития климата и растительности Северного полушария. // Советская геология ,№4,1976,с.12-25.

Вишневская В.С. Радиоляриты как аналог современных радиоляриевых илов. //М.Наука.1984,120с.

Владыкин Н.В. Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия//Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы.2005, И. С. 13-29.

Врублевский В.В.,Покровский Б.Г.,Журавлев Д.З.,Аношин Г.В. Вещественный состав и возраст Пенчингинского линейного комплекса карбонатитов , Енисейский кряж. // Петрология, т.11, №2, 2003,с.145-163.

Габриелян А.А.,Саркисян О.А.,Симонян Г.П. .Сейсмотектоника Армянской ССР. // Изд. ЕГУ , Ереван,1981,283 с.

Гасанов Т. Аб. Офиолиты Малого Каказа . // М.Недра,1985, 239с.

Геологические формации,терминологический справочник Под.ред. Г.В,Кирилловой, Ю.А.,Косыгина, В.А. Соловьева,т.2/ М.Недра,. 1982.,397с.

Геология Севана .Колл.авторов. // Ереван. Изд. АН Арм. ССР,1994, 181с.

Геология СССР, т.XL111,Армянская ССР. Геологическое описание. // М.Недра, 1970,463 с .

Геофизика. // Геология Арм. ССР,т.X, Изд.АН Арм.ССР , Ереван,1972,275с.

Гинсбург А.И., Самойлов В.С. К проблеме карбонатитов //ЗВМО, 1983, в2. С.164-176.

Градусов Б.П.,Григорьев В.Н.,Ратеев М.А.,Соколов С.Д. Обломочные серпентинитовые отложения юго-восточной части Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. // Литология и полезные ископаемые, № 5, 1975, с.62-73.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. // М. Недра, 1987,285 с.

Гукасян Р.Х.,Мнацаканян А.Х. ,Степанян Ж.О. О радиологическом возрасте диатрем. В кн.: Лампрофировые трубки взрыва мезозоя Ведийской зоны (Армения). // Ереван , Наири, 2005 , с.112- 118.

- Гущин А.К., Бурштейн Л.Е., Успенская Е.А.. Особенности эволюции мезо-кайнозойского вулканизма в южной Армении. // Изв. ВУЗ, Геол. и разведка, № 3, 1991, с.10-21.
- Гуюджян О.П. Магматизм и метасоматические образования Армении. // Ереван, изд. Геоид, 2011, 670с.
- Гуюмджян О.П., Харазян Э.Х., Хачатрян Ш.В. Карбонатиты Шоржинского рудного поля (Севанский хребет, Армения). // Уч. записки Ер. гос. универс., сер. геология и геофизика, №2. 2009, с.3-12.
- Джрбациян Р.Т., Мелконян Р.Л., Мнацакянян А.Х., Ширинян К.Г. Особенности пространственно-временной эволюции вулканизма. // В кн.: Магматические и метаморфические формации Армянской ССР, Ереван. Изд. АН Арм. ССР, 1981, с.264-272.
- Добрецов Н.В. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов. // ДАН СССР, т.216, №6, 1974, с.1383-1388.
- Дорбат К., Арефьев С.С., Рогожин Е.А. Глубинная структура очаговой зоны спитакского землетрясения по сейсмотомографическим данным. // Физика Земли, №8, 2004, с.41-55.
- Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. Глубинное строение офиолитовых поясов Армении. // Сов. геология, №3, 1976, с.122-137.
- Егоян В.Л. Верхнемеловые отложения ю-з части Армянской ССР. // Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1955, 180 с.
- Жамойда А.И., Казинцова Л.М., Тихомирова Л.Б. Комплексы мезозойских радиолярий Малого Кавказа. // Изв. АН СССР, сер. геол. №2, 1976, с.155-160.
- Железняк В.Е., Портная Е.Л., Соколов С.Д. О возрасте вулканогенно-карбонатной толщи Гочасского синклинория (Малый Кавказ). // ДАН СССР, т.230, №2, 1976, с.402-405.
- Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Лордкипанидзе М.Б. Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и его обрамления (геодинамические аспекты). // В сб. Проблемы геодинамики Кавказа. М., Наука, 1982. с.117-121.

Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г., Рику Л.-Э. и др. Эволюция Тетиса. // В кн.: История океана Тетис. Изд. Ин-та океанологии АН СССР, Москва, 1987, с.104-115.

Исмаилзаде А.Д. Офиолитовая ассоциация Малого Кавказа // Сводный путеводитель МГК-27,1984,с.139-144.

Казарян Г.А. Рифтогенный вулканизм с-в части Армянского нагорья. //Изв. НАН РА, Науки о Земле, №3,2005,с.24-35.

Казьмин В.Г. Рифтовые структуры восточной Африки-раскол континента и зарождение океана. М.Наука.1987.

Карапетян С.Г., Джрбашян Р.Т.,Навасардян Г.Х. и др. Верхнеплиоценовый-голоценовый вулканизм Сюникского нагорья (Армения). // Изв. НАН РА,Науки о Земле, №1, 2010,с.3-21.

Караханян А.С. Активные разломы и сильные землетрясения Анатолийско-Малокавказского региона. // Автореф. дисс. соиск. уч. ст. докт. геол-мин.наук. М., 1995, 45с.

Караханян А.С.,Харазян Э.Х.,Аветисян С.А. Хонарасар-Цхукская региональная зона активных дислокаций. // Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №4, 1989,с.45-49.

Карякин Ю.В. Осадочно-вулканогенные формации офиолитового комплекса Турагачайской зоны Малого Кавказа. // Тез. докл. X Всесоюз. литол.совещ. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1988,с.20-22.

Карякин Ю.В. Геодинамические обстановки формирования вулканогенных комплексов Малого Кавказа в альпийское время. // М. Наука,1989, 150с.

Кванталиани И.В. Среднеюрско-раннемеловые аммониты Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. //Тбилиси.Изд. АН Грузии, 2000,90 с.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. // М. Наука,1975, 208с.

Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.А. Верхнетриасовые -



нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения старого Зодского перевала (Закавказье). // Стратиграфия, геологическая корреляция, №3, 1997, с.58-65.

Книппер А.Л., Шараськин А.И., Савельева Г.Н. Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа. // Геотектоника, №4, 2001, с.3-21.

Колман Р.Г. Офиолиты. // М. Мир, 1979, 262 с.

Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Л. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема начальной континентализации. // В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М. Наука, 1981, с.5-16.

Красилов В.А. Меловой период эволюция земной коры и биосферы. // М. Наука, 1983, 240 с.

Кузнецов П.П., Симонов В.А. Офиолиты и рифты. // Новосибирск, Наука. Сиб. отд., 1988, 150 с.

Левен Э.Я., Успенская Е.А. Стратиграфия мела и палеогена северо-западного крыла Кафанского антиклинория (Армения). // Изв. ВУЗ, Геология и разведка, №3, 1990, с.9-20.

Лисицин А.П. Процессы океанской седиментации. // М. Наука, 1978, 392 с.

Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. // М. Недра, 1983, 194 с.

Ломизе М.Г., Панов Д.И. Пересечение Севанской офиолитовой зоны (Малый Кавказ). // ДАН АН СССР, т.221, №2, 1975.

Лордкипанидзе М.Б., Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. // Тбилиси, Мецинераба. 1980.

Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. // М. Недра, 1980, 247 с.

Мандалян Р.А. Верхнеюрский-неокомский седименто-литогенез

Армении. // Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1990, 173 с.

Мандалян Р.А.К литолого-формационному анализу юрских отложений Айоцзорского антиклинория (Армения). // Изв. НАН РА , Науки о Земле, №3, 2010, с.3-20.

Маракушев А.А., Перчук Л.Л.,Соболев В.С.,Хлестков В.В. Обмен вещества между верхней мантией и корой. // Тектоносфера Земли, М. Наука,1978, с.420-431.

Меликсетян Б.М. , Мелконян, Р.Л. Группа гранитоидных формаций. // В кн. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР.Изд.АН Арм. ССР,1981, с. 273-282.

Меликсетян Х.Б. Петрология и геохимия базальтового вулканизма верхнемеловых рифтогенных структур малокавказской островной дуги.// Автореф. дисс. соиск. уч.ст.канд.геол.наук,Ереван,2000,18с.

Меликян Л.С. ,Паланджян С.А.,Чибухчян З.О.,Вартазарян Ж.С. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа.//Изв. АН Арм.ССР,Науки о Земле,1967,№1-2.

Мелконян Р.Л.,Хоренян Р.А. Тоналитовая формация.//В кн. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР . Изд. АН Арм.ССР,1981,с.97-106.

Мелконян Р.Л.,Гукасян Р.Х.,Таян Р.Н.,Арутюнян М.А. Геохронология монзонитов Мегринского плутона (Армения)-результаты и следствия. // Изв. НАН РА ,Науки о Змле,2008, №2, с.3-10.

Милановский Е.Е.Рифтовые зоны континентов. //М.Недра, 1976, 280с.

Мириджанян Р.Т. Геотермическое районирование территории Арм. ССР.//Изв. АН Арм. ССР ,Науки о Земле, №3-4,1965,с.67-74.

Мкртчян К.А. Интрузивы басс.р.Веди. // Геология СССР(Армянская ССР). М.Недра , 1970,с.286-291.

Мхитарян Р.Х.О распределении химических элементов в силицитах(по данным микрорентгено-структурного анализа).В кн.:Кремнистые породы

фанерозоя территории Арм.ССР.Ереван.Изд.АН Арм.ССР.с.114-116.

Назаретян С.П. , Казарян С.С. Опыт классификации глубинных разломов территории Армянской ССР, выявленных по данным геофизики. // Изв АН Арм. ССР, Науки о Земле, №3,1976,с.54-63.

Никифоров А.В. ,Ярмолюк В.В. ,Коваленко В.И. и др. Позднемезозойские карбонатиты западного Забайкалья: изотопно-гохимическая характеристика и источники.// Петрология,2002,том 10, №2.с.168-188.

Никонов А.А.Земля землетрясений.//Природа,№12,1989,с.39-45.

Нисанян Г.Б. Средний - верхний палеозой и триас.//В кн.:Литология, т. 5 ,Геол.Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР,1974, с.57-100.

Оганесян С.М.,Оганесян А.О.,Геодакян Э.Г.,Гаспарян Г.С.,Григорян В.Г. Выделение зон возникновения очагов землетрясений на основе сейсмологической идентификации и параметризации основных элементов структурно-динамической модели земной коры Армении. // Изв. НАН РА, Науки о Земле, №1,2008, с.39-43.

Оровецкий Ю.П. , Егоркина Г.В. Глубинный магматический диапиризм центральной Армении. //Изв. АН Арм. ССР , Науки о Земле, №5,1983,с.41-46.

Осипова И.Б. ,Арменикян К.А. Тектоническое строение Приараксинской депрессии по данным сейсморазведки МНРП и бурения. // Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №1,1975, с.51-56.

Осипова И.Б. ,Арменикян К.А.,Аракаелян А.Р. О тектоническом строении Ширакского полигона в свете новых данных станции «Черепаха». // Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №4,1989, с.59-67.

Остроумова А.С.,Центер И.Я.Вулканические серии в разрезе Саатлинской сверхглубокой скважины.//Сов .геология,1987 ,№7, с.79-88.

Паланджян С.А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта.//Изд . АН Арм.ССР,Ереван,1971,201с.

Паланджян С.А., О геологической позиции офиолитов Базумского

горста. // Изв. АН Арм. ССР . Науки о Земле, №5.1975, с.14-27.

Паффенгольц К.Н. Бассейн озера Гокча (Севан). //Изд. ОНТИ-НКТП-СССР, Ленинград-Москва-Новосибирск.1934,195с.

Паффенгольц К.Н. Геология Армении. // Гос. геол. изд., М- Л, 1948, 585с.

Пейве А.В.,Перфильев А.С.,Руженцев С.В. . Проблемы внутриконтинентальных геосинклиналей. // В кн.: Тектоника. М. Наука, 1972.с.27-37.

Проблемы эволюции геологических процессов ( колл. авторов). //Наука,Сибирское отделение, Новосибирск ,1981г,207с.

Разваляев А.В.Континентальный рифтогенез и его предыстория. //М.Недра, 1988,190с.

Расцветаев Л.М Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона. // В сб.: Геодинамика Кавказа. М. Наука, 1989, с.106-114.

РамбергН.,МорганИ.Физические характеристики и направление эволюции континентальных рифтов. // Докл. 27 МГК, т.7,Тектоника, М.,1984,с. 78-109.

Ренгартен В.П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. //Региональная стратиграфия СССР. М. Изд. АН СССР . т. 6, 1959,537 с.

Розен О.М. , Соколов С.Д. ,Шеко А.Е. Вещественный состав серпентинитовых песчаников и сопровождающих их отложений в мезозое Малого Кавказа.//В кн.:Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм).М.Наука, 1981, с.137-146.

РустамовМ.А. Олиостромовые образования и проблема офиолитов Приараксинской зоны . // Изв. АН Азерб. ССР , №5,1979,с.84-91.

Саркисян О.А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Изд. Митк, Ереван, 1966,176с.



Сатиан М.А.Офиолитокластические граувакки Айоцдзора. // Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле , №5, 1970, с.43- 52 .

Сатиан М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. // Изд. АН Арм. ССР, 1979,150 с.

.Сатиан М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. // Изд. АН Арм. ССР, 1984,195 с.

Сатиан М.А. Силициты альб-позднемелового ряда формаций.В кн:Кремнистые породы фанерозоя территории Арм.ССР,Ереван ,Изд.АН Арм .ССР,1977,с.58-131.

Сатиан М.А. Зоны полициклического рифтогенеза и офиолитогенез центрального сектора Мезотетиса. // ДАН Армении, т.92, №2,1991, с. 81-85 .

Сатиан М.А Зоны полициклического рифтогенеза в сейсмостектонической зональности Армении. // ДАН Армении, т.95 , №2, 1995, с.108-111.

Сатиан М.А. О биоактивности природных мантийных диапиров. // Изв. НАН РА, Науки о Земле, №1,2002, с.35-38.

Сатиан М.А. Офиолитовые бассейны мезозоя Закавказского геотраверса. // Изв. НАН РА ,Науки о Земле, №1, 2005, с.3-8.

Сатиан М.А. К минерагении офиолитовых зон Армении . // ДНАН Армении, т.110, №3, 2010,с.272-276.

Сатиан М.А.,Степанян Ж.О.,Чолахян Л.С. О Вединском офиолитовом поясе // ДАН Арм. ССР, т.14, №2 ,1967.с.82-84.

Сатиан М.А, Степанян Ж.О.,Чолахян Л.С. Новые данные о верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще ю-з части Малого Кавказа. //Бюлл. МОИП,отд.геол.,т.XL111 ,№3,1968,с.90-98.

Сатиан М.А.,Степанян Ж.О. . Радиолариты офиолитовой серии Армянской ССР и их палеогеографическое значение. // Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле , №1, 1976,с.42-51.

Сатиан М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О., Гукасян Р.Х. Обнаружение карбонатитов в Вединской офиолитовой зоне Закавказья. // ДНАН Армении, т.100, №2, 2000, с.159-164

Сатиан М.А., Яшвили Л.П. О проявлении марганцевых руд в породах кремнисто-вулканогенной формации Севанского хребта. // ДАН Арм. ССР, т. LX11, №2, 1976, с.119-121.

Сатиан М.А., Варданян А.В., Кванталиани И.В. Открытие отложений берриаса в Вединской офиолитовой зоне Малого Кавказа. // ДАН Арм. ССР т.88, №5, 1989.

Сатиан М.А., Таян Р.Н., Степанян Ж.О., Папоян А.Г. Верхнемеловая обломочная толща Мегринского аниклинория и палеогеологические реконструкции. // Изв НАН РА, Науки о Земле, №1, 1993, с.22-32.

Сатиан М.А., Варданян А.В., Варданян В.А. Серпентинитовый меланж Ерахской антиклинали (Вединская офиолитовая зона Армении). // Изв НАН РА, Науки о Земле, №2-3, 1999, с.14-21.

Сатиан М.А., Мнацакян А.Х., Степанян Ж.О. О вулканогенно-осадочных формациях мезозоя верховья басс.р. Веди (Вединская офиолитовая зона Армении). // Изв. НАН РА, Науки о Земле, №2, 2001, с. 6-11.

Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Саакян Л.Г., Мнацакян А.Х., Гукасян Р.Х. Лампрофировые трубки взрыва мезозоя Ведийской зоны. // Ереван, Изд. Наири, 2005, 148 с.

Сатиан М.А., Мириджанян Р.Т., Акопян Э.М. О доорогенных формациях в геодинамике западного сегмента Приараксинской тектонической зоны (Армения). // Изв. НАН РА, Науки о Земле, №1, 2006, с.1-9.

Сатиан М.А., Саркисян Е.А. К литодинамике вулканогенно-осадочного комплекса мезозоя Севанского хребта (Севано-Акеринская офиолитовая зона, Армения). // Изв. НАН РА, Науки о Земле, №2, 2006, с.19-26.

Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Папоян А.С. Об олистолитах и других экзотических глыбах известняков в отложениях мезозоя офиолитовых

- зон Малого Кавказа. // Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2007, №3, с.15-19.
- Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Мнацаканян А.Х., Саакян Л.Г. Литодинамика рифтогенеза Араксинской зоны (Армения). // Изв. НАН РА, Науки о Земле, №1, 2009, с.21-31.
- Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Саакян Л.Г., Мнацаканян А.Х. Геология и тектоническое развитие Зангезурской офиолитовой зоны Армении. // Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2009, №3, с.42-51.
- Сатиан М.А., Хангелдян А.Г., Бахшиян Э.Р. и др. О биоактивности природных высокомагнезиальных минералов. // Изд. НАН Армении, Медицинская наука Армении, №3, 2006, с.98-101.
- Сатиан М.А., Степанян Ж.О. Офиолитокласты рифтов мезозоя Малого Кавказа. // Изв. вузов, Геология и разведка. №3, 2012, с.10-24.
- Степанян Ж.О. Литология верхнемеловых вулканогенно-осадочных комплексов Еревано-Ордубадской и Горисско-Кафанской зон Малого Кавказа. (Арм. ССР). // В. сб: Стратиграфия и литология Арм. ССР, Ереван. Изд АН Арм. ССР, 1979, с.196-298.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. // М. Наука, 1977, 91 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. // Изд. АН СССР, М. т.1, 1960. с.170-175.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. // Наука. М. 1976, 299 с.
- Структура континентов и океанов. (терминологический справочник). Колл. авторов под редакцией Ю.А. Косыгина, В.А. Кулындышева, В.А. Соловьева. // М. Недра, 1979, 311 с.
- Таян Р.Н., Сатиан М.А., Джрбашян Р.Т. О кимерийском гранитоидном магматизме Мегринского антиклинория. // Изв. АН Армении, Науки о Земле, №3. 1993, с.13-27.
- Тихомирова Л.Б. Позднеюрские - раннемеловые радиолярии Карпат и Малого Кавказа и их стратиграфическое значение. // Автореф. дисс.

соиск. уч.ст. канд. геол.- мин. наук . ,Ленинград,1983,30с.

Туманян Г.А. Новые данные о крупных надвигах Малого Кавказа (профиль Шоржа-Берд). // Геотектоника, №4, 1983, с.90-110.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. // М. Изд. МГУ, 2005, 559с.

Ханзатян Г.А. О литологических особенностях отложений пермотриаса разреза Дарашам-2 (Нах. АР) и возрасте силлов и штока базальтоидов.// Изв. АН Армении, Науки о Земле, №3,1992,с.23-34.

Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. // В кн: Тектоника и формации , Наука, М.,1967,с.246-401.

Ходжабагян Г.С.,Арутюнян Р.А.,Меликсетян.Б.М. Особенности геологического строения и магматизма ю-в части Мегринского рудного района. // Изв. АН Арм. ССР , Науки о Земле, №2, 1974 ,с.3-18.

Хокинс Дж.мл. Геология котловины Лау - окраинного моря позади дуги Тонга//В кн.: Геология континентальных окраин,т.2 , М.Мир.,1978.с.207-225.

Хуцишвили О.Д. Тектоника и история формирования Локского кристаллического выступа. // «Мецниереба ,Тбилиси,1978 ,64 с.

Цамерян О.П.,Закариадзе Г.С.,Соболев А.В. и др. Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составам пород и расплавов. // Геохимия , №8,1988 ,с.1140-1158.

Чиков Б.М. Основы методологии тектонического районирования. //Новосибирск , Наука, 1985,166 с.

Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа,ч.2, // Баку, Изд АН Азерб.ССР.1966.263с.

Шихалибейли Э.Ш. Основные черты истории геологического развития Азербайджана. //Изв. АН Азерб.ССР,Науки о Земле ,№2,1981.



Шихалибейли Э.Ш., Книппер А.Л., Сатиан М.А.и др. Офиолитовый комплекс Малого Кавказа. //В путеводителе экскурсий 27 –го МГК , Баку, 1984,с107-160.

Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А.Складчатость Большого Кавказа. // М..Наука,1993,192с/

Штеклин Й. Древняя континентальная окраина в Иране. //Геология континентальных окраин, М ,Мир, т.3, 1979,с.230-247.

Штеклин Й. Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке : оценка современныхпредставлений.//Докл.МГК-27,т.5.ТектоникаАзии.М.1984, с.53 -67.

Щукин Ю.К., Астахов А. К., Белов А.А. и др. Геолого-геофизические условия в очаговой зоне Спитакского землетрясения (к 10-летию трагедии). // Геофизика, №5, 1998. с. 54-66.

ЯсамановН.Я.Древние климаты Земли. Ленинград.Гидрометеоиздат, 1985, 294с.

Al-Lazki Ali I.,Sandvol E,Seber D.et al. Pn tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the janction of the Arabian, Eurasian and African plates. //Geophys. J. Int., 158, 2004, p.p.1024-1040.

Amstutz G,C.The early history of the term Ophiolites and its evolution until 1945. //Ophiolites.Proceedings,Inter.Ophiol.Symp.Cyprus,1980, p.p. 49 - 159.

Asatryan G.,Danelian T.,Sahakyan L., Person A.,Avagyan A.,Sosson M. Radiolarian dating of the sedimentary cover of the Sevan ophiolite (Armenia). //XXI Congress of the Carpatian –Balkan Association .Thessaloniki, Greece, Geologica-Balcanica abstracts volume.Bulgaria Academy of Sciences, 2010, p.p.29-30.

Avagyan A.,Sosson M.,Philip H.,Karakhanian A. et al., Neogene to Quarternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data. // Geodynamica Acta, 18/6, 2005, p.p. 401-416.

Barchi M. , Minelli G., Piali G. The group 03 profile :a synthesis of results

of deep structures of the Northern Apennines. // In Memor. Soc.Geol.Ital. ,v.L11, ROMA, 1998,p.p.383-400.

Barrett T.J. Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded cherts overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. // Sedimentology, v.29, №3,1982,p.p.353- 373.

Bebien J. Mafic and ultramafic rocks associated with granites in the Vardar zone. //Nature,170,1977,p.p.232-234.

Berberian M. The southern Caspian: a compressional depression floored by trapped oceanic crust. // Canadian Journ. of Earths Sciences. v.20 , №2, 1983,p.p.163-183.

Bergougnan H. Structure de la Chain pontique dans le Haut-Kelkit (Nord-East Anatolie). // Bull.Soc. geol. France.,v. 8, №3 ,1976.

Bergougnan H. Etudes geologiques dans l' Est-Anatolien.//These de Doctorat D'Etat., l'Universite Pierre et Marie Curie,Paris 6.1987.606 p.

Danelian T. ,Asatryan G.,Sosson M.,Person A.,Sahakyan L.,Galoyan G. Discovery of Middle Jurassic(Bajocian) Radiolaria from the sedimentary cover of the Vedi ophiolite (Lesser Caucasus,Armenia). // General paleontology, C.R. Palevol 7 ,2008,p.p.327-334.

Decandia F.A., Lazzarotto A., Liotta D. et al.The CROPO 3 travers on post-collision evolution of Northern Apennines. // In: Memor. Soc. Geol.Ital. v.L11, ROMA, 1998, p.p.427-440.

Devies R.G., Jones C.B., Hamzpour B. Geology of Masulech Sheet(Nordwest Iran). //Geol,Survey of Iran, Report № 24,1972.,110 p.

Gale G.H., Fedicov M.A.F.The application of rare earth element analyses in the exploration for massive sulphide type deposits in Momtoba. //In Report of activities, ,Geol.Surv. ,1999,p.p.9-10.

Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., Corsini M, Melkonyan R., Evidence for superposed MORB oceanic plateau and volcanic arc series in the Lesser Caucasus (Stepanavan, Armenia). // C.R. Geosciense., 2007,p .p.1-11.

Hall R. Ophiolites emplacement and the evolution of the Taurus suture

- zone, SE Turkey. // Bull. Geol. Soc. Amer., v. 87, №7, 1976, p.p. 1076-1088.
- Hall R. Ophiolites and passive continental margins. // Ophioliti, abstracts, v. 6, 1981, p. 21.
- Jones J.G. Pillow lava as depth indicators. // Amer. Journ. Sci., v. 267, №2, 1969.
- Ichan E. Earthquakes in Turkey. // In Geology and History of Turkey. Tripoli, Libia, 1971, p.p. 431-442.
- Khalabari-Jafari M., Juteau M., Bellon H., Emami H. Discovery of two ophiolite complexes of different ages in the Khoy area (NW Iran). // Geoscience, 333, 2003, p.p. 917-929.
- Knipper A.L., Khain E.V. Structural position of ophiolites of the Caucasus. // Ophioliti, v. 2., Tethian ophiolites, sp. is. 1980, p.p. 297-314.
- Le Bas M.J. IUGS reclassification of the High-Mg and Picritic volcanic rocks. // J. Petrology, v. 41, №10, 2000, p.p. 1467-1470.
- Lensch G. Geology and major elements geochemistry of the ophiolites in North-Eastern Iran. // In: abstracts of papers of Intern. Ophiolite symposium. Nicosia, 1979.
- Pearce J.A., Norry N.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nd variations in volcanic rocks. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. vol. 69. p.p. 33.
- Robertson A.H.F. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. // Lithos, 65, 2002. p. p. 1-67.
- Satian M.A., Saakyan L.G.L., Stepanyan Zh.O. Composition of Tuffs from Lamprophyre Diatremes of the Vedi Rift, Armenia. // Lithology and mineral resources, M. v. 44, №4, 2009, p.p. 399-409.
- Sengor C., Yilmaz Y., Ketin J. Remnants of pre-Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys. // Geol. Soc. Amer. Bull., v. 91, №10, 1980, p.p. 599-609.

Sosson M., Rolland Y., Muller C., Danelian T. et al. Subduction, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. // In : Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform-Edited by M. Sosson. London, Geol.Soc.sp. Publ. №340, 2010, p. p.1-18.

Stepanov D.L., Golshani F., Stoklin J. Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran. // Geol.Surv.Iran., Rep. 12, 1969.

Sun S., McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. // Magmatism in Ocean Basins (A.D. Saunders & M.J. Norry eds.) Geol.Soc.Pub.London. ..., 1989, v.42, p.p.313-345.

Ustaomer T., Robertson A.H.T. A Late Paleozoic – Early Mesozoic marginal basin along the active southern continental margin at Euroasia : evidence from the Central Pontides (Turkey) and adjacent regions. // Geol. Journ., v.28, 1993, p.p.219 – 239.

Vishnevskaya V. Jurassic and Cretaceous Radiolarians from the Lesser Caucasus (Zod Pass, Mount Karawul and site 22 in the Koshuni river Basin). // In: Baumgartner P.O. et al. , Memories de Geologie (Lausanne) , 23, 1995, p.p.701-708.

Woolley A.K. , Kempe D.R.C. Carbonatites: nomenclature, average chemical composition and distribution // Ed. Bell K. Carbonatites: genesis and Evolution. London : Unwin Hyman, 1989, p.p.1-14.

Zakariadze G.S., Knipper A.L., Sobolev A.V. et al. The ophiolite volcanic series of the Lesser Caucasus. // Ofioliti, 8 (33), 1983, p.p.439-466.

Zakariadze G., Karpenko S., Bogdanovski O. et al. Nd and Sr isotope and REE geochemistry in metabasic rocks associated with Mesozoic ophiolites in the Sevan – Akera zone, Lesser Caucasus. // Ofioliti, №2/3, 1988, p.p.137-156.



Люблю книги  
ljubljudknigi.ru



yes  
**I want more books!**

Покупайте Ваши книги быстро и без посредников он-лайн - в одном из самых быстрорастущих книжных он-лайн магазинов!  
Мы используем экологически безопасную технологию "Печать-на-Заказ".

Покупайте Ваши книги на  
**www.ljubljudknigi.ru**

Buy your books fast and straightforward online - at one of the world's fastest growing online book stores! Environmentally sound due to Print-on-Demand technologies.

Buy your books online at  
**www.ljubljudknigi.ru**

OmniScriptum Marketing DEU GmbH  
Heinrich-Böcking-Str. 6-8  
D - 66121 Saarbrücken  
Telefax: +49 681 93 81 567-9

info@omniscrptum.com  
www.omniscrptum.com

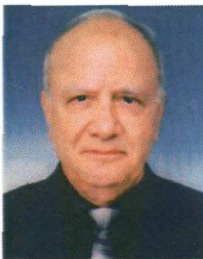
Scriptum



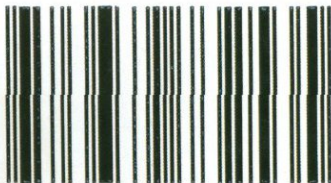
18831

## Рифты и офиолиты мезозоя Малого Кавказа

Излагаются строение, вещественный состав и геохронология рассредоточенного полистадийного рифтогенеза от рифтов континентальной коры к офиолитовым трогам в мезозое Малого Кавказа. Обсуждаются породы-индикаторы стадий рифтогенез. Приведены литофациальные и структурные признаки размещения выполнения рифтов близи корней (близкорневые паравтохтоны, автохтоны) при их деформациях, критически обсуждается гипотеза аллохонности офиолитов региона. Разработана схема тектонической зональности Малого Кавказа в мезозое. Книга предназначена для специалистов по проблеме офиолитов, литолого-формационного анализа и смежных направлений геологии.



Ведущий научный сотрудник Института геол. наук НАН Армении. Научные интересы - литология, тектоника. Докторская диссертация по региональной геологии (1979г, Новосибирск). Автор трех монографий ("Офиолитовые прогибы Мезотетиса", 1984 и др.). Ведущий соавтор семи монографий "Лампрофировые трубки взрыва Ведийской зоны" и др, более 100 научных статей.



978-3-639-73253-5