

М.А.САТИАН

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ  
ЛИТОГЕНЕЗ  
ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН  
АРМЯНСКОЙ ССР

ЕРЕВАН

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱՅԻ ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆ  
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Մ. Ս. ՍԱԹՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ  
ՕՖԻՈՒԽՏԱՅԻՆ ԳՈՏԻՆԵՐԻ  
ՈՒՇԿԱՎՃԱՅԻՆ ԼԻԹՈԳԻԵՆԵԶԸ

(ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍ)

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

М. А. САТИАН

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ЛИТОГЕНЕЗ  
ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН  
АРМЯНСКОЙ ССР

(МАЛЫЙ КАВКАЗ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР  
ЕРЕВАН

1979



2816

На основе литологических исследований альб-верхнемеловых комплексов Малого Кавказа (территории Армянской ССР) дана формационная типизация вулканогенно-осадочных и осадочных накоплений Севанской, Вединской, Зангезурской офиолитовых зон, а также их обрамления. Рассмотрены особенности вулканизма и кремненакопления, терригенного, карбонатного седиментогенеза, региональная палеогеография офиолитовых трогов и зон обрамления.

Предложена новая схема седиментационно-тектонической зональности Малого Кавказа в альб-позднемеловое время.

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН Узбекской ССР  
А. Г. БАБАЕВ

Книгу рекомендовали к печати рецензенты  
кандидаты геолого-минералогических наук  
В. П. Асратян и С. А. Паланджян

## ВВЕДЕНИЕ

Новые представления о генезисе офиолитовой ассоциации континентов, рассматриваемой в качестве реликтов древней океанической коры, получили широкую известность в нашей стране и за рубежом. В развитие этих взглядов на геологию офиолитовых поясов Малого Кавказа значительный вклад внесен А. Л. Книппером, М. Г. Ломизе, С. Д. Соколовым, заново закартировавшими наиболее крупные выходы офиолитов и предложившими схему, которая призвана объяснить условия накопления офиолитовой ассоциации и офиолитовых покровов. Разработка гипотезы была сопряжена с пересмотром ряда основных положений региональной геологии. Вместе с тем предлагаемая концепция, теоретическое значение которой трудно переоценить, осталась, на наш взгляд, вне обстоятельного критического разбора. Безусловно, при всей сложности проблемы, которая включает в себя вопросы и тектонические, и петрологические, — а в последнее время довольно отчетливо обозначился, кроме того, литологический аспект проблемы, — генезис офиолитов может быть познан лишь при комплексных исследованиях, для чего ныне намечены и проводятся работы по международному проекту. Гипотеза океанического происхождения и аллохтонного залегания офиолитов в современной структуре региона далее будет критически обсуждена и прежде всего литологический аспект данной проблемы — в этом мы видим одну из главных задач выполненного исследования. В этой связи нужно отметить, что изучение офиолитовых поясов региона до постановки литологических исследований было сосредоточено на вопросах петрологии габбро-гипербазитового комплекса и региональной тектоники (К. Н. Паффенгольц, А. Т. Асланян, А. А. Габриелян, С. Б. Абовян, С. А. Паланджян, Л. С. Меликян, Г. С. Арутюнян и др.). Эти фундаментальные данные необходимо было пополнить изучением вмещающих ультрабазиты вулканогенно-осадочных мощных отложений, так же как пород, слагающих основание офиолитов и их "чехол". Задача состояла в рассмотрении проблемы на уровне формационного анализа.

В данной работе наряду с детальной характеристикой литологических формаций, слагающих офиолитовые пояса, рассмотрены также формации обрамления офиолитовых поясов и сделана попытка их пространственно-временной корреляции. В работе также обсуждены наиболее спорные вопросы палеогеографии и палеотектоники офиолитовых поясов. Основные итоги региональных исследований 1960–1975 гг., проведенных автором с участием сотрудников отдела региональной геологии Ж. О. Степанян и Л. С. Чолахян, привели к обнаружению новых полей офиоли-

тов и выяснению основных закономерностей размещения офиолитовой ассоциации на ЮЗ республики и дальнейшему обоснованию наличия в структуре региона Вединского пояса. К тому времени было также завершено изучение литологии кремнисто-вулканогенной толщи Севанского пояса и проведена формационная типизация стратифицированных толщ офиолитовых поясов.

Обнаружение при полевых работах в 1976–1977 гг. офиолитокластических отложений сенона в бассейне р. Шишкерт и коренных выходов офиолитов в бассейне р. Агандзугет, совместные с членом-корреспондентом АН Армянской ССР А. Т. Асланяном маршруты и обсуждение всего комплекса данных, включая результаты геолого-геофизической интерпретации глубинного строения, привели к обоснованию в структуре региона Зангезурского офиолитового пояса.

Существенными для этого прогноза были также следующие результаты: детальное изучение А.Т.Асланяном офиолитов, выступающих в бассейне р. Дзкнагет, вскрытие офиолитов скважиной на южном берегу оз. Севан, у с. Карчахпюр, заложенной по рекомендации Д.А.Оганесяна, новые геофизические данные о строении земной коры региона и развитии глубинных разломов. (Егоркина и др.).

В совокупности эти результаты внесли ясность в структурную позицию Кафанского блока и его соотношение с Центральной складчатой зоной, а также позволили предложить новую схему палеотектонической зональности Малого Кавказа в меловое время (Асланян, Сатян).

Результаты этих исследований, отчасти изложенные в т. У "Литология" многотомника "Геология Армянской ССР" и в публикациях за 1963–1977 гг., впервые сведены воедино.

Автор благодарен члену-корреспонденту АН Узбекской ССР А. Г. Бабаеву и руководителю работ по проблеме генезиса офиолитов — члену-корреспонденту АН Армянской ССР А. Т. Асланяну, способствовавшим выбору направления и завершению исследования, а также признателен за помощь и консультации Л. И. Казинцовой, Ю. А. Мартиросян, Р. Г. Мхитаряну, С. А. Паланджяну, Ж. О. Степанян, Л. С. Чолахян и Л. П. Яшвили.

## Глава 1

### ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ СЕДИМЕНТАЦИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ОФИОЛИТОВЫЕ ПОЯСА МАЛОГО КАВКАЗА

Значение позднемелового этапа в истории развития Малого Кавказа было обосновано уже с подведением итогов мелкомасштабного геологического картирования (Паффенгольц, 1947); в Сомхето-Карабахской зоне перерывы в седиментации на рубеже поздней юры и альба-позднего мела, так же как несоответствие структурного плана развития поздне-меловых и более древних комплексов в дальнейшем были подтверждены неоднократно (Асланян, 1958; Ренгартен, 1959; Габриелян, 1959 и др.).

Сущность тектонической более или менее унифицированной периодизации фанерозоя сводится к обособлению герцинского мио- или парагеосинклинального этапа от альпийского эвгеосинклинального, а в последнем - к выделению ранне- позднегеосинклинального и орогенного этапов. Обсуждение этих вопросов во всем объеме и исторической последовательности не составляет задачу нашего исследования. Отметим лишь, что цель создания обобщенной схемы тектонического развития региона вряд ли может быть успешно решена без выяснения истории развития офиолитовых поясов и их соотношения с зонами обрамления.

Особенно неясным оставался возраст офиолитовой серии. Одни исследователи придерживались мнения о позднеюрском-неокомском, другие - о позднемеловом времени образования офиолитов; были, наконец, предположения и о более древнем, среднеюрском и даже домезозойском возрасте офиолитов. В значительной мере неясными оставались седиментационные процессы, синхронные офиолитовому вулканизму, сами процессы вулканизма, особенности строения и состава его продуктов.

Итак, основным объектом исследования явились стратифицированные формации альба-позднего мела, иначе говоря, отложения, выполнившие депрессии, а задача исследования в значительной мере сводилась к анализу этих формаций и их рядов (табл. 1). В итоге было выяснено, что позднемеловая седиментационно-тектоническая зональность региона определяется следующими важнейшими палеоструктурами: а) офиолитовыми трогами; б) выступами древнего субстрата, расчлененного поперечными карбонатно-терригенными прогибами; в) наложенными вулканокластическими прогибами в зоне замкнувшейся раннеальпийской эвгеосинклинали, которые либо наследуют общее ее простираение, либо являются поперечными.

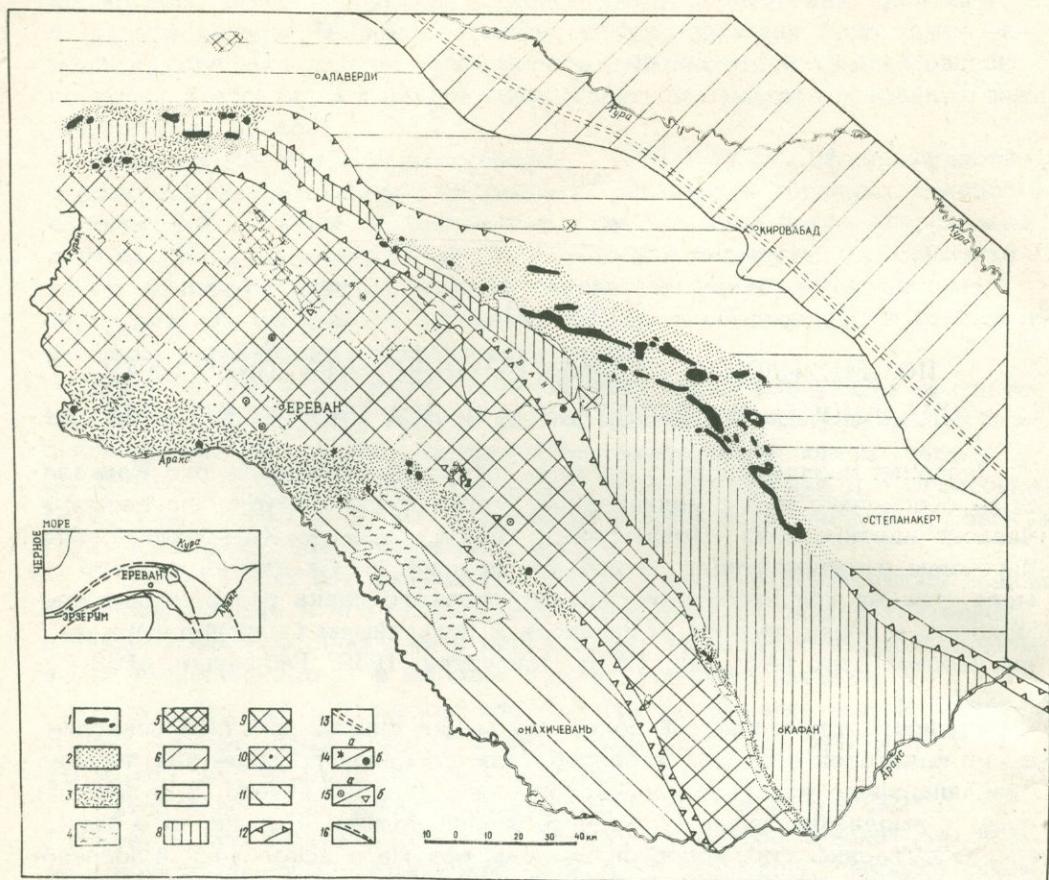


Рис. 1. Схема палеотектонической зональности Малого Кавказа в меловое время.

Офиолитовые зоны (1-3): Севанская, Зангезурская, Вединская (с СВ на ЮЗ).

1. Выходы ультрабазитов, 2. Распространение офиолитовой ассоциации, 3. Офиолитокластические отложения в надофиолитовом "чехле", 4. Средний-верхний палеозой и триас, 5. Древний метаморфический комплекс (кембрий (?) - докембрий).

Межофиолитовые зоны (6-11): 6. Предмалокавказская, 7. Сомхето-Карабахская, 8. Базумо-Кафанская, 9. Анкаван-Мегринская, 10. Приподнятое положение древнего фундамента по геофизическим данным, 11. Урц-Джульфинская зона, 12. Глубинные разломы по данным геофизики, 13. Предполагаемая зона глубинного разлома, 14. Вскрытие скважинами: а) породы лодной офиолитовой ассоциации; б) габбро-гипербазитовый комплекс, 15 а) Вскрытый скважинами домезозойский комплекс без признаков офиолитовой ассоциации в разрезе мела-палеогена, б) выходы терригенно-карбонатных отложений верхнего мела-палеогена, залегающих на домезозойский образованиях, 16. Региональное распространение офиолитовых поясов (к вставке).

В самой краткой форме рассмотрим зоны распространения офиолитовой ассоциации региона (рис. 1).

Севанский офиолитовый пояс. К востоку от выходов офиолитов Мегршатского хребта (район г. Амасия) и верховья р. Дзорагет (ущелье Арчидзор) гипербазиты и радиолариты вскрыты скважинами и поверхностными выработками близ г. Степанавана, у сс. Арманис и Пушкино; в восточном направлении они погребены под мощным третичным комплексом и по гравиметрическим и сейсмическим данным (Асланян и др., 1975; Егоркина и др., 1976) прослеживаются до Семеновского перевала, где имеются мелкие выходы офиолитов. Далее на юго-восток развиты крупные поля офиолитов района Севанского хребта, бассейнов рек Тертер и Акера. Выходы офиолитов обрываются у Лысогорского перевала. Трассируемый к долине р. Аракс глубинный разлом (Ахмедов и др., 1972), указывает на продолжение в этом направлении офиолитовой зоны.

Зангезурский офиолитовый пояс. Офиолиты, выступающие в ядрах брахиантиклинальных складок Ширакского хребта (сс. Кети, Дербент), а также в бассейне рек Черная, по результатам разломной тектоники, глубинного сейсмического профилирования и гравиметрическим данным, в структурном отношении едины с офиолитами бассейна р. Дзкнагет. Далее через акваторию оз. Севан к отбиваемой гравиметрией полосе разломов приурочены выходы травертинов на дне центральной части Б. Севана, а также окна подводной разгрузки подземных вод, а по западному крылу — ореолы распространения Mo, Cu, Zn, Pb. На южном берегу озера у с. Карцахпюр под молассами сармата скважиной вскрыты габбро, диабазы и изредка пироксениты, сходные с офиолитовой ассоциацией.

Зона глубинного разлома по результатам комплексной геофизической интерпретации продолжается к югу от озера до бассейна р. Воротан (Назаретян, Казарян, 1976). В зоне Зангезурского разлома офиолиты выявлены в верховье бассейна р. Агандзугет, где с радиоларитами связано марганцевое проявление.

Обломки радиоларитов, значительно реже — гипербазитов и бирбиритов обнаружены в составе конгломератов нижнего сенона (?) в бассейнах рек Шишкерт и Мусалам. Примечательна также хромитовосность коньякских отложений бассейна р. Воротан (Степанян, 1974). Мелкие ксенолиты радиоларитов среди экструзивных порфиритов и тектонические блоки радиоларитов в неясном залегании выявлены в верховье р. Мусалам и в междуречье Мусалам и Шишкерт.

Вединский офиолитовый пояс. В пространстве от бассейна р. Ахурян до меридиана г. Еревана офиолиты вскрыты глубоким бурением под мощными молассами миоцена и отчасти палеогеновым флишем (Сатиан и др., 1968). Их непосредственным продолжением являются выходы офиолитов бассейна р. Веди (рек Хосров и Кюсуз), а юго-восточнее — погребенные поля офиолитов бассейна рек Арпа и Джагры (Сатиан, 1970, 1975). Дальнейшее простиранье офиолитового пояса к бассейну р. Аракс в район г. Ордубада выясняется из анализа ряда формаций, характера приповерхностной разломной тектоники. Предполагаемая полоса погребенных офиолитов маркируется по геофизическим данным зоной глубинного разлома (Ахмедов и др., 1972). Как это видно из рис. 1, в размещении офиолитовых поясов Малого Кавказа в пространстве от

бассейна оз. Севан до Базумского и Меграшатского хребтов обнаруживается зона синтаксиса. Южнее бассейна оз. Севан офиолитовые зоны — Севанская и Зангезурская — как бы разобщаются, огибая более крупные и жесткие плиты эпибайкальского фундамента. Вединская зона сближается с Зангезурской на юго-востоке региона и, напротив, они наиболее отдалены одна от другой на северо-западе региона (рис. 1), где огибают срединный массив — продолжение восточноанатолийского, погребенный под флишем и молассами палеогена-миоцена и наземно-вулканическим плиоцен-четвертичным комплексом.

Сложное глубинное строение офиолитовых поясов характеризуется многоступенчато-колосовой картиной распределения резких градиентов силы тяжести, отсутствием или почти полным отсутствием границ обмена сейсмических волн по всей мощности земной коры; для них показательно чешуйчато-надвиговое строение, изоклиальная складчатость, наиболее ярко выраженные в юго-западных, лежачих крыльях. Во внутреннем строении дислоцированных офиолитов картируются локальные поля, аналогичные серпентинитовому или полимиктовому меланжу. Динамометаморфизм пород местами достигает фации глаукофановых сланцев.

## Глава II

# ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

### О НОМЕНКЛАТУРЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Петрографический принцип номенклатуры формации является общепринятым. На практике петрографическая номенклатура пород, их групп и ассоциаций неизбежно включает генетические признаки, поэтому по сути является петрографо-генетической номенклатурой. В применении к вулканогенно-осадочным формациям задача создания унифицированной номенклатуры и классификации имеет свои особенности и трудности: классификация пород, составляющих формации этого семейства и, в первую очередь, классификация так называемых вулканогенно-осадочных пород, разработана недостаточно. Существуют осложнения семантического характера, довольно обычные в новых направлениях, с возникновением обширной новой терминологии.

Рассмотрим термин "вулканогенно-осадочные породы". Это породы из смеси вулканогенных и осадочных веществ. Однако из табл. 2 можно прийти к выводу, что в этот термин вкладывается разное содержание. Не нашел он объяснения и в геологических словарях. Этимология термина в петрографии и, с другой стороны, в формационном анализе оказывается разной. Так, если вулканогенно-осадочными породами наиболее принято называть, как видно из табл. 2, узкий набор горных пород, то "вулканогенно-осадочными формациями" обозначают практически все продукты вулканизма и седиментации, сопряженные в разрезе (Хворова, 1963, 1965). Если, к примеру, андезитовые формации состоят преимущественно из андезитов, а известняковые - из известняков, то, как видим, в вулканогенно-осадочных формациях доминирующими могут быть вулканические, осадочные, но не обязательно вулканогенно-осадочные породы. Такое отступление от петрографического принципа номенклатуры в ряде: порода - формация пород вызвано семантическими осложнениями, возникшими при новообразовании словосочетаний.

Устранение этого несоответствия вряд ли целесообразно путем отказа от термина "вулканогенно-осадочные породы". Скорее целесообразно расширение границ и повышение иерархического уровня этого термина. Несомненно значительная смысловая емкость термина "вулканогенно-осадочные породы"; им возможно объединить гораздо большее число продуктов и вулканизма, и седиментации, нежели только так на-

Типы пород	Литературные источники						
	1	2	3	4	5	6	7
Вулканокластические	-	-	-	-	-	+	+
Тефроиды	-	-	-	+	-	+	+
Ортотуффиты	-	-	-	+	+	-(?)	+
Паратуффиты	+	+	+	+	+	-(?)	+
Вулкано-терригенные	+	+	-	+	-	+	+

1 - классификация (1962); 2 - Малеев (1963); 3 - Коптев-Дворников и др. (1967); 4 - Рекомендации к классификации (1970); 5 - Ботвинкина (1974); 6 - Петров (1959); 7 - по автору.

зываемые смешанные породы. Тенденция пересмотра объема понятия назрела уже достаточно и первыми шагами было расширение группы за счет включения вулканомиктовых и позже - тефроидных пород (см. Классификация..., 1962; Рекомендации..., 1970). Между тем тефроиды слагают неразрывный ряд с вулканокластическими отложениями, за счет перемива которых они и образуются. Петрографические диагностические признаки разграничения вулканокластических и тефроидных образований при этом разработаны слабо. "Смазанность" переходов между ними очевидна и следует из близких условий их накопления на фациальном профиле бассейна. Следовательно, дальнейший "раздвиг" границы группы вулканогенно-осадочных пород до "подхода" к лавокластам и лавам (табл. 2) не будет искусственным, лишенным геологической основы.

Вулканокластические образования - вулканогенные по источнику вещества и энергетическому механизму подачи его на поверхность, с одной стороны, и осадочные по способу аккумуляции, действительно имеют ряд принципиально общих черт с туффитами и тем более с тефроидами, т. е. с вулканогенно-осадочными породами. Двойственная природа вулканокластических накоплений отражена так или иначе во многих специальных исследованиях, на которых мы здесь останавливаться не будем.

Если признать целесообразным расширение группы вулканогенно-осадочных пород, за счет включения в нее пород вулканокластических, то повышается и ранговая значимость понятия "вулканогенно-осадочные породы" от группы до семейства. Разумеется, при этом произойдет неизбежная формализация термина. Результаты вместе с тем могут оказаться оправданными, поскольку достигается максимальное номенклатурное соответствие в ряде: семейство пород - семейство формаций; в семейство вулканогенно-осадочных пород, в его новом объеме, реально будет включено большинство продуктов вулканогенно-осадочного литогенеза, за исключением лав и лавокластов, и в этом случае вулканогенно-осадочные породы уже будут составлять "костяк" вулканогенно-осадочных формаций.

Уточним некоторые из приведенных в табл. 3 термины.

Группа вулканокласто-седиментогенных микститов. Породы (и осадки) из смеси вулканокластического и седиментогенного продуктов (вопросы их гранулометрии в данном случае не принципиальны, потому не приводятся).

Седиментогенными предлагается называть продукты абразии, эрозии, биогенные и хемогенные продукты собственно осадочного происхождения. Осадочные породы, осадки – термин более широкий, скорее уточняющий механизм накопления (осадочный), нежели генезис вещества, который осаждается. Поэтому для разграничения материала осадочного генезиса от прочего "осаждающегося", вероятно, было бы целесообразным именовать его седиментогенным.

Таблица 3

Семейство вулканогенно-осадочных пород

---

Группы и подгруппы

---

I. Вулканокластиты

Вулканокластические породы

Тефроиды

II. Смешанные породы (микститы)

Вулканокласто-седиментогенные

Эксгальционно-седиментогенные

Эффузивно-седиментогенные

III. Вулканидные обломочные (вулканомиктовые)

---

Эксгальционно-седиментогенные породы, руды (и осадки) – состоят из смеси эксгальционных и седиментогенных продуктов; эффузивно-седиментогенные породы – из смеси эффузивного и седиментогенного материала.

Несколько замечаний к термину "вулканогенные обломочные породы" (см. Классификация..., 1962). Им условно объединяются генетически разные группы пород: вулканокластические, тефроиды, туффиты, вулканомиктовые, общим признаком для которых является обломочная структура. Легко показать, что значительная часть туффитов (паратуффитов в особенности) выпадут из этой группы, поскольку в них чаще определяется осадочный компонент без обломочной структуры (хемо-биогенный), нередко превышающий 50% породы. Обломочная структура не всегда достоверно определяется в обширной группе пелитовых туффитов и туфов и т. д. Кроме того, именовать структуру пирокластических (вулканокластических в целом) пород обломочной также вряд ли правильно по существу: понятие "обломочная структура" сложилось в петрографии осадочных, а не вулканических пород. Обломочные структуры возникают при накоплении обломков – продуктов эрозии или абразии пород материнских. Между тем обломочная структура вулканокластических пород образуется вследствие изначальной дезинтеграции магмы при взрывном расширении газовой компоненты (Влодавец, 1959). Следовательно, структуру образовавшихся таким способом пород вулка-

нокластических нужно как-то терминологически различить. По смыслу верно было бы относить к "вулканогенным обломочным" лишь вулканомиктовые (вулканотерригенные, вулкановидные обломочные) породы и осадки.

Переходя к номенклатуре вулканогенно-осадочных формаций, необходимо подчеркнуть, что вопросу этому уже изначально придавался смысл не формального описательного приема, а средства для познания сущности вулканогенно-осадочного процесса, изучения разнообразия форм взаимодействия вулканизма и осадконакопления (Шатский, 1954). Классификация вулканогенно-осадочных формаций (Муратов, Цейслер, 1968) хорошо известна. Некоторые вопросы классификации можно найти в работах В. И. Попова (1966), хотя основное внимание в них уделено формациям осадочным. Наиболее целеустремленное понятие об ассоциациях пород, как парагенезах — основы формационного их объединения, заложено в классификации И. В. Хворовой (1963, 1965). Петрографический принцип номенклатуры групп формаций использован с наибольшей продуктивностью: выделяются вулканогенно-обломочная, вулканогенно-кремнистая и вулканогенно-карбонатная группы формаций. Задача дальнейшего усовершенствования классификации неразрывно связана с типизацией пространственно-временных соотношений между породами (осадками), группами пород в разных структурно-седиментационных обстановках, при взаимодействии седиментации и вулканизма. Заслуживают особого обсуждения границы вулканогенно-осадочных формаций с прочими стратифицированными формациями.

Сонахождение эффузивов, вулканокластики и прочих пород возможно в самых разных пропорциях, и литологов интересуют даже самые экстремальные значения, поскольку основная задача состоит в выяснении влияния вулканизма на осадконакопление, т. е. даже при доминировании эффузивных пород проблема не снимается, а приобретает особый интерес. В специализированных исследованиях, конечно, определяется свой круг задач и по-своему реализуются методические приемы формационного анализа. Например, в ранних вулканологических исследованиях сложные эффузивно-осадочные комплексы оказалось целесообразным рассматривать в ранге надформаций, а эффузивные секции разреза типизировать в качестве формаций (Кузнецов, 1964), т. е. максимально сконцентрировать внимание на петрологических вопросах магмообразования, эволюции петрохимизма и его связи с глубинным строением и т. д.

В ряде фундаментальных тектонических работ формационные ряды структурных зон демонстрируются вулканогенными, а не вулканогенно-осадочными формациями. Подобные примеры не единичны и узкие задачи исследования и нередко традиционное отношение к проблеме формационного анализа служат причиной того, что вулканогенно-осадочные формации исключаются из обозрения или их место занимают формации вулканические, что, конечно, вряд ли оправдано при сегодняшнем уровне тектоно-петрологических проблем и очевидной необходимости рассмотрения эндогенных и экзогенных процессов в их взаимодействии.

Границы между семействами формаций не являются условными и формальными. Так, отчетливо обозначается граница вулканогенно-осадочных формаций с формациями осадочными. Причина объяснима — не-

Структурно-формационные зоны и подзоны													
Стадия развития прогнозов	Предмалокавказская и Сомхето-Карабахская зоны Подзона Папакарского синклинория	Севанская офиолитовая зона Амасийская подзона		Базумо-Кафанская зона Базумская подзона		Зангезурская офиолитовая зона подзона северного крыла Кафанского антиклинория и Масрикской антиклинали Восточно-Севанского хребта		Анкаван-Мегринская зона Мегринская подзона		Вединская (Еревано-Ордубадская) офиолитовая зона Вединская подзона		Урц-Вайкская (Джультинская) зона	
Начальная или предвулканическая	Морская мелководная вулканокласто-седиментогенная формация мощностью до 280 м (K <sub>2</sub> <sup>al3</sup> -K <sub>2</sub> <sup>t1</sup> )	Морская мелководная вулканокласто-седиментогенная глауконитовая формация мощностью до 100-120 м (K <sub>1</sub> <sup>al2</sup> -K <sub>2</sub> <sup>t1</sup> ) Иджеванский хребет	Песчано-глинистые флюидные отложения мощностью до 100 м, выступающие в виде тектонических блоков в бассейне р. Буратапа и у с. Кясапан, аналогичные песчано-глинистой мелководной формации бассейна рек Тертер и Акера (K <sub>1</sub> <sup>al-cm</sup> )	Терригенно-карбонатная морская мелководная формация мощностью до 150 м (K <sub>1</sub> <sup>ab</sup> -K <sub>2</sub> <sup>cm-t1</sup> )	Эффузивно-вулканокластическая формация мощностью до 350 м, бассейн р. Воротан (K <sub>1</sub> <sup>ap-al</sup> -K <sub>2</sub> <sup>t1(?)</sup> )	Морская мелководная глинисто-известняково-терригенная формация мощностью до 200 м, северные склоны Армянского Памба (K <sub>1</sub> <sup>al</sup> -K <sub>2</sub> <sup>cn</sup> )	Обнажений нет	Морская мелководная граувакковая формация мощностью до 200 м	Морская мелководная граувакковая формация	Морская мелководная известняково-терригенная субформация мощностью до 300 м (K <sub>2</sub> <sup>cm-t1</sup> )	Морская мелководная известняково-терригенная формация мощностью до 300-500 м участками до 100 м, сс. Биляви, Хачик, Авуш (K <sub>1</sub> <sup>al</sup> -K <sub>2</sub> <sup>t2</sup> )		
Вулканическая (для терригенных прогнозов - главная)	Морская мелководная эффузивно-вулканокластическая формация мощностью от 200 до 1300 м (K <sub>2</sub> <sup>t2-s1</sup> )	Морская сравнительно глубоководная кремнисто-эффузивная формация мощностью от 400 до 700 м (K <sub>1</sub> <sup>al</sup> -K <sub>2</sub> <sup>cn1</sup> ) Верховье бассейна реки Ахурян, Базумский хребет, бассейн реки Дзоргет	Морская глубоководная кремнисто-эффузивная формация (марганценовая) мощностью более 1 км (основание не вскрыто) (K <sub>1</sub> <sup>al</sup> -K <sub>2</sub> <sup>cn1</sup> )	Морская мелководная граувакковая формация мощностью до 300 м (K <sub>2</sub> <sup>sn1</sup> )	Морская мелководная вулканокластическая формация видимой мощностью более 250 м, Верховье бассейна р. Масрик (K <sub>2</sub> <sup>t2-s1</sup> )	Морская сравнительно глубоководная кремнисто-эффузивная формация мощностью более 400 м, (K <sub>1</sub> <sup>al</sup> -K <sub>2</sub> <sup>cn1</sup> ) Бассейн р. Черная (K <sub>1</sub> <sup>al(?)</sup> -K <sub>2</sub> <sup>cn1</sup> )	Морская сравнительно глубоководная кремнисто-эффузивная формация. Мощность 0,5 км. (Верховье реки Агандзугет). (K <sub>1</sub> <sup>al(?)</sup> -K <sub>2</sub> <sup>cn1</sup> )	Морская сравнительно глубоководная терригенно-карбонатная известняковая формация, мощность 100 м (?). (K <sub>2</sub> <sup>al-cn</sup> ) Арммянский Памб, Цахкуняцкий и Аргичинский антиклинорий	Морская сравнительно глубоководная известняково-терригенная формация. Мощность до 300 м (K <sub>2</sub> <sup>t2-s1</sup> )	Морская глубоководная кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация мощностью более 1,3 км (K <sub>1</sub> <sup>al</sup> -K <sub>2</sub> <sup>cn1</sup> )	По данным геофизики и составу граувакковой формации офиолиты, погребенные под мощным чехол	Морская мелководная известняково-детритовая формация мощностью от 50 до 200 м (K <sub>2</sub> <sup>cn</sup> )	
Стабилизация	Морская сравнительно глубоководная известняковая формация мощностью от 300 до 600 м (K <sub>2</sub> <sup>sn2</sup> ). Известняково-пирокластическая субформация мощностью до 200 м Морская мелководная известняковая формация мощностью до 100 м (K <sub>2</sub> <sup>d-p1</sup> )	Морская мелководная граувакковая формация мощностью от 100 до 250 м (K <sub>2</sub> <sup>cn2-s11</sup> ) Морская сравнительно глубоководная известняковая формация мощностью до 250 м (K <sub>2</sub> <sup>st-sn2</sup> )	Морская мелководная граувакковая формация мощностью от 100 до 500 м (K <sub>2</sub> <sup>cn2-s11</sup> ) Морская сравнительно глубоководная известняковая формация мощностью до 700 м (K <sub>2</sub> <sup>st-sn2</sup> ) Морская мелководная терригенно-известняковая формация мощностью до 50 м (K <sub>2</sub> <sup>d-p1</sup> )	Морская мелководная известняковая формация мощностью до 100-150 м (K <sub>2</sub> <sup>sn2</sup> )	Морская мелководная известняковая формация мощностью до 100 м (Горисский район) (K <sub>2</sub> <sup>sn2</sup> ) Терригенно-известняковая формация мощностью до 150 м (K <sub>2</sub> <sup>d-p1</sup> )	Морская мелководная граувакковая формация мощностью от 0 до 300 м (K <sub>2</sub> <sup>cn</sup> ) Морская мелководная известняковая формация мощностью до 200 м (K <sub>2</sub> <sup>st-sn2</sup> ) Морская мелководная терригенно-известняковая формация мощностью до 200 м (K <sub>2</sub> <sup>d-p1</sup> )	Морская сравнительно глубоководная известняково-терригенная флишеидная формация мощностью до 200 м, изредка до 350 м (K <sub>2</sub> <sup>d-p1</sup> )	Морская мелководная известняково-терригенная флишеидная формация мощностью до 200 м, изредка до 350 м (K <sub>2</sub> <sup>d-p1</sup> )	Морская мелководная известняково-терригенная флишеидная формация мощностью до 200 м, изредка до 350 м (K <sub>2</sub> <sup>d-p1</sup> )	Морская мелководная известняково-терригенная флишеидная формация мощностью до 100 до 1000 м (K <sub>2</sub> <sup>d-p1</sup> )	Морская мелководная известняково-терригенная флишеидная формация мощностью до 100 до 1000 м (K <sub>2</sub> <sup>d-p1</sup> )	Морская мелководная известняково-терригенная флишеидная формация мощностью до 100 до 1000 м (K <sub>2</sub> <sup>d-p1</sup> )	Морская мелководная известняково-терригенная флишеидная формация мощностью до 100 до 1000 м (K <sub>2</sub> <sup>d-p1</sup> )



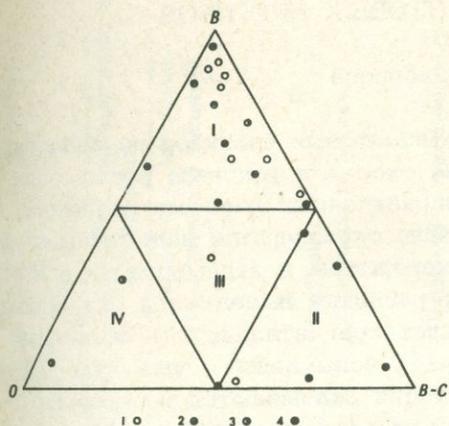


Рис. 2. Классификационный треугольник петрографической номенклатуры вулканогенно-осадочных формаций мезозоя-палеогена Армении. Буквенные обозначения вершин треугольника: В - вулканокластические, тефроидные и эффузивные породы; В-С - вулканокласто-седиментогенные (микститовые) породы; О - осадочные породы (включая и вулкановидные обломочные).

Соотношение пород в типовых разрезах региональных формаций: 1) вулканокластических и эффузивно-вулканокластических формаций; 2) кремнисто-вулканогенных формаций; 3) карбонатно-вулканогенных формаций; 4) вулканокласто-седиментогенных формаций.

Поля наиболее представительного соотношения пород в формациях: 1. Вулканокластических, эффузивно-вулканокластических, кремнисто-вулканогенных и карбонатно-вулканогенных. II. Вулканокласто-седиментогенных. III. Гетерогенное поле. IV. Телепирокластогенно-седиментогенных, вулкановидных обломочных и собственно осадочных типах формаций. Составлено по материалам автора, а также Р. А. Мандаляна (1974), А. А. Садогана (1974), О. А. Саркисяна (1974).

соизмеримость скоростей накопления вулканогенного и осадочного компонентов. Последнее обстоятельство приводит к пространственному разобщению формации, а внутри сложных формаций - к доминированию вулканогенного материала над материалом седиментогенным. В отдельных менее типичных разрезах эвгеосинклинальных зон встречаются и обратные соотношения, но они не меняют общей картины соотношения суммарных объемов.

Итак, петрографическая номенклатура должна быть максимально приближена к наименованию формациеобразующих пород и их групп. Для примера рассмотрим эвгеосинклинальные вулканогенно-осадочные формации мезозоя - палеогена Армении.

В классификационном треугольнике поле преобладания осадочных пород ( $> 50\%$ ) характеризует сравнительно нетипичные разрезы региональных формаций и, вероятно, оно может быть занято лишь формациями телепирокластогенно-осадочными и вулкановидными обломочными. Остальные поля треугольника обозначают следующие крупные группы в семействе вулканогенно-осадочных формаций (рис. 2): кремнисто-вулканогенную, эффузивно-вулканокластическую и вулканокласто-седиментогенную.

## ФОРМАЦИИ ОФИОЛИТОВЫХ ПРОГИБОВ

### Постановка вопроса

Начальная стадия формирования офиолитовых прогибов по аналогии с рифтовыми структурами происходила скорее в условиях растяжения коры и проседания крупных блоков, ограниченных парными разломами. При этом выясняется, что одни прогибы оказываются наложенными на поднятия сводового типа с большим перерывом в седиментации, и в этом случае формации начальной стадии их развития выделяются без особых затруднений. В прогибах, наследовавших сравнительно глубоководные карбонатные депрессии титона-неокома, испытавшие частичную или полную инверсию, формации ранней стадии оказываются разобщены от комплекса основания фазой складчатости (новокиммерийской) и нередко отличаются осадочно-пирокластическим составом слагающих их пород. Следует также учесть опережающее развитие осевого трога офиолитовых прогибов. Последующее расширение прогиба за счет вовлечения краевых частей поднятий обрамления является причиной латерального скольжения нижней границы формаций ранней стадии, причем краевые формации могут быть синхронными нижней секции разреза офиолитовой серии (кремнисто-вулканогенной формации) осевого трога — такое предположение вытекает из возрастной датировки радиоларитов в интервале от альба — до раннего коньяка включительно. Предположение это требует дополнительной проверки проведением бурения, поскольку основание формаций ранней стадии в эволюции офиолитовых прогибов в современной структуре региона нигде достоверно не выступает на поверхность.

Наши сведения о начальной стадии развития офиолитовых депрессий, опирающиеся на материалы изучения краевых формаций, как видно, не являются полными.

### ФОРМАЦИИ РАННЕЙ СТАДИИ

Известняково-терригенная формация Вединского офиолитового пояса<sup>х</sup>.

Породы формации обнажаются в центральном секторе пояса (бассейн рек. Азат и Веди). Конгломераты и известняки сеномана-турона здесь несогласно, со значительным перерывом в осадконакоплении залегают на карбонатных отложениях перми-триаса. Сходные соотношения с подстилающими образованиями можно наблюдать и к востоку, в бассейне рек Арпа и Джагры, однако южнее, у водораздела с бассейном р. Нахичеван-чай в их основании выступают терригенные породы байоса и отчасти келловея. Кровля формации определяется по несогласному, с размывом налеганию терригенных и вулканогенных образований раннего коньяка, а в пределах брахиантиклинальных складок конседиментационного заложения (Барцракарская и др.) — известняков сантона, поздней

---

<sup>х</sup> Основные черты седиментационно-тектонической зональности региона и география зон седиментации отражены на рис. 38 и 4.

Характеристика разрезов известняково-терригенной формации  
Вединской офиолитовой зоны

Местоположение разреза	Главные (формациеобразующие) породы	Мощности в м	Наличие перерывов	Признаки ритмичности многослоев	Обстановка формирования отложений
Ераносская антиклиналь	Конгломерато-брекчия (30%), песчаники и алевролиты (20%), известняки органогенно-детритовые песчанистые (25%) и мелкозернистые (25%)	45- >100	+	+	Прибрежье у внутреннего островного поднятия
Шугаибская антиклиналь	Известняки средне-крупнообломочные, глыбовые (82%) и органогенно-детритовые (8%). Конгломераты среднегалечные (10%)	>125	+	-	Прибрежье у внутреннего островного поднятия
Спитаkdжурская (Ахсуинская) антиклиналь	Известняки органогенно-детритовые (85-90%), известняки биоморфные (0-5%), конгломераты (5%), песчаники (0-5%)	350	-	-	Прибрежное мелководье у южного борта прогиба
Барцракарская (Кешишдагская) антиклиналь	Известняки органогенно-детритовые (77%) и мелкозернистые (20%), алевролиты (1%) и известняковая брекчия (2%)	310	+	-	Мелководье южной части прогиба
Аргичинская антиклиналь	Песчаники (74%), конгломераты (8%), известняки органогенно-детритовые (10%) и мергели (8%)	123	+	-	Прибрежье у северного борта прогиба
Айодзорский антиклинорий, у с. Хачик	Известняки микрозернистые и фораминиферовые (56%), алевролиты (27%), глины (17%)	60	+	-	Прибрежное мелководье у южного борта прогиба
Айодзорский антиклинорий, сс. Хндзурт, Гюлистан	Песчаники (32%), алевролиты (26%), конгломераты (10%), известняки органогенно-детритовые (21%) и микрозернистые (3%), мергели (5%), глины (3%)	490	-	-	Мелководье центральной части прогиба



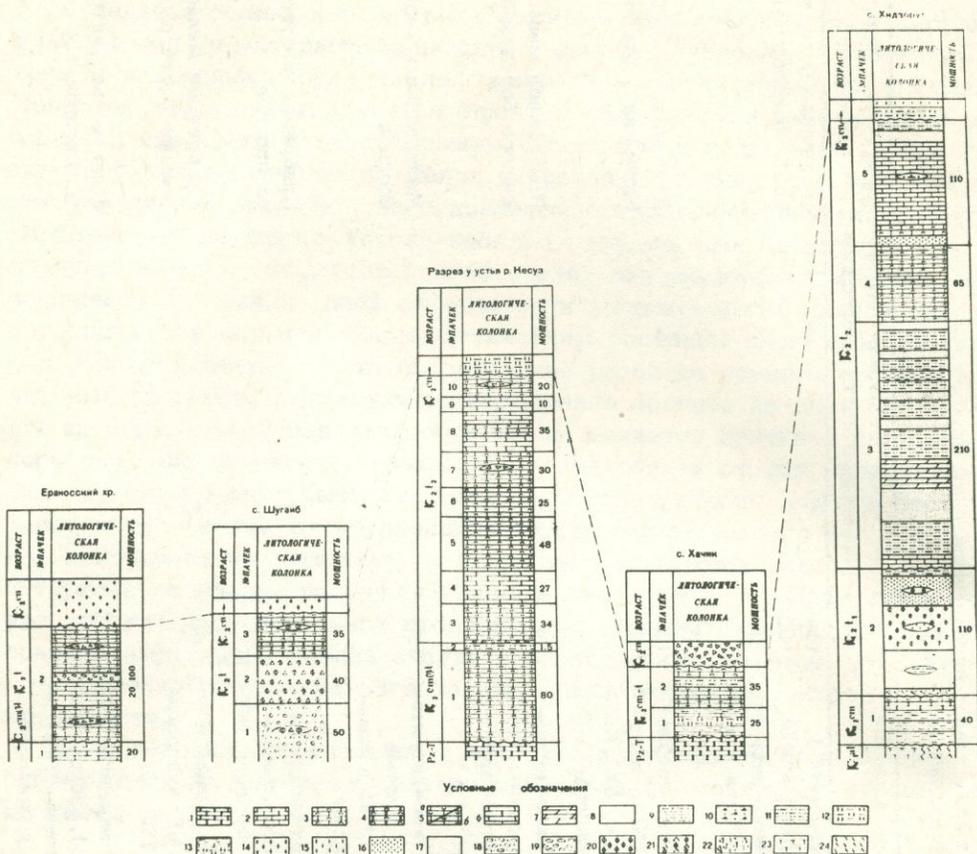


Рис. 3. Типы разрезов известняково-терригенной формации.

1. Известняки.
2. Известняки микрозернистые.
3. Известняки органогенно-детритовые.
4. Известняки органогенно-детритовые, песчанистые.
5. Известняки: а) биоморфные; б) биоморфные песчанистые.
6. Известняки перекристаллизованные (кристаллические).
7. Мергели.
8. Глины полиминеральные.
9. Глины песчано-алевроитовые.
10. Глины известковистые и известковые.
11. Алевролиты полимиктовые со значительной примесью кварца.
12. Алевролиты полимиктовые.
13. Чередование алевролитов и глин с прослоями известняков.
14. Граувакки грубо-крупнозернистые.
15. Граувакки тонко-среднезернистые.
16. Кварцевые и кварцево-полевошпатовые граувакки крупнозернистые.
17. Кварцевые и кварцево-полевошпатовые граувакки тонко-среднезернистые.
18. Конгломераты известняковые.
19. Конгломераты известняково-сланцево-кластические.
20. Конгломераты полимиктовые (с обломками вулканических пород).
21. Известняковые валунные и конгломерато-брекчиевые отложения.
22. Брекчии.
23. Туфы псаммитовые.
24. Андезито-дацитовые и дацитовые порфириды.

го сенона и дания-палеоцена. Основные представления о составе пород формации и ее строении сведены в табл. 4 и на рис. 3, 31, 32.

Наибольшие мощности обломочных пород сосредоточены в юго-восточном секторе зоны, и источники поступления материала уверенно увязываются с вулканическими, либо сложными вулкано-известковыми и метаморфическими питающими провинциями; в центральном же секторе известняковые накопления тяготеют к известняковым питающим провинциям-провинциям ограниченного терригенного стока. На мелководную морскую среду накопления пород формации указывают обилие рудистов в ассоциации с гастроподами, нередкие примеры кослоистости терригенных отложений.

Кратко перечислим главные типы пород формации.

Кварцевые граувакки составляют до 20% от общей мощности формации в бассейне р. Джагрычай. Здесь эта разновидность граувакк имеет наибольшее развитие. Граувакки переслаиваются с конгломератами, содержат прослой алевритистых глин. Окраска бурая, кирпично-красная, реже буровато-серая; крепость средняя, слоистость нечеткая, горизонтальная и нередко косая, типа пляжевой и прибрежной. Порода состоит из кварца (50-70%) двух разновидностей: свежего, с редкими включениями апатита и полупрозрачного вещества, и менее свежего, часто аномально двуосного, с волнистым погасанием, нередко в сростках, с сутурными линиями по контакту, а также с реликтами каемок обрастания. В виде примесей отмечается средний плагиоклаз со следами альбитизации. Обычны полуокатанные и окатанные обломки андезито-дацитовых туфов, кварцитов, кристаллических известняков, реже андезитов, изредка гранитоидов. Состав обломков сходен с неокон-альбскими вулканитами и палеозойскими известняками и кварцитами. Характерные минералы тяжелой фракции - ильменит, магнетит, циркон, турмалин, реже гранат, рутил (табл. 5). Отсортированность песчаников низкая и, реже, средняя, структура от мелкозернистой до грубозернистой. Цемент (10-20%) кальцитовый и глинисто-кальцитовый, нередко с примесью гидроокислов железа, перекристаллизованный, мелко- и среднезернистый, с реликтами микрофауны. Состав глинистой примеси каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистый. Кварцевые граувакки образуют непрерывный ряд с кремнекlastито-кварцевыми песчаниками, пропластки которых они содержат.

Конгломераты в бассейне р. Джагрычай слагают до 10% от общей мощности формации. Развиты они и западнее, в окрестностях сс. Авуш, Хачик. Чередуются с песчаниками, содержат линзы глин и изредка известняков. Цвет бурый и красновато-бурый. Галька представлена преимущественно известняками, реже кварцитами, сходными со средневерхнепалеозойскими, изредка андезито-дацитами и их туфами, сходными с альбскими. Размер от гравийного до валунов (20-50 см), преобладает галька диаметром 5-10 см, полуокатанная, реже она угловатая и окатанная. Цемент (25-35%) глинисто-песчаный, пропитанный гидроокислами железа, с примесью карбонатного материала, обычно средней крепости.

Брекчии и конгломерато-брекчии обнажаются в ядре Ераносской антиклинали, составляют здесь от 10 до 40% всей мощности формации. Слагают пачки мощностью от нескольких десятков сан-

Таблица 5

Минеральный состав тяжелой фракции кварцевых и кварцево-плагиоклазовых граувакк известняково-терригенной формации

№ обр.	Карбо- натность в %	Выход тяжелой фракции в %	Гематит и лимонит	Маг- не- тит	Иль- ме- нит	Лей- ко- ксен	Хро- мит	Пико- тит	Био- тит	Рого- вая об- манка обыкн.	Пирок- сены мн.	Эпи- дот	Рутил	Ана- таз	Сфен	Турма- лин	Цир- кон	Гра- нат	Барит и це- лес- тин
605/10	1,92	2,7	46,0	12,0	37,5	-	-	-	-	-	-	-	0,3	-	-	0,9	3,0	0,3	-
605/11а	15,68	2,00	29,4	7,0	49,8	7,2	-	-	-	-	-	-	+	-	-	3,6	2,4	0,6	-
605/13	18,24	2,6	25,8	3,0	48,1	8,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,6	10,5	3,0	0,6
605/14в	16,96	6,8	95,0	5,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
605/37а	30,72	0,1	38,1	1,2	17,1	16,0	0,6	0,3	+	0,3	2,4	2,1	0,3	-	+	-	21,0	0,6	+
605/40а	25,50	0,4	14,0	13,0	28,0	15,0	-	-	-	-	-	-	0,5	1,0	1,0	-	23,0	4,0	0,5

Примечание: Обр. № 605/10 - 605/14в - кварцевые граувакки;  
обр. № 605/37а - 605/40а - кварцево-плагиоклазовые граувакки.

тиметров до 3–8 м, выдержанные по простиранию и переслаивающиеся с известковистыми гравелитами, песчаниками и песчано-алевроитистыми известняками. Массивные, чаще среднеобломочные. В их составе преобладают угловатые обломки метаморфических сланцев, реже известняков и окатанная галька кварцитов. Цемент (до 30%) крепкий, кальцитовый, с алевро-псаммитовой примесью и пятнами и полосами лимонита и гематита.

Глины слагают редкие прослои среди терригенных отложений в бассейне рек Арпа и Джагрычай. Бурые и серые тонкоплитчатые, чередуются с тонкослоистыми известняками и содержат пропластки (1 – 5 см) углефицированной древесины. Состав их гидрослюдистый со значительной примесью монтмориллонита, реже отмечается хлорит. Содержание монтмориллонита возрастает вверх по разрезу отложений тулона.

Известняки органогенно-детритовые (гастроподово-рудистовые) широко развиты в разрезе тулона бассейна р. Веди (известняковая субформация).

#### Вулканокласто-седиментогенная глауконитоносная формация Севанского офиолитового пояса

В центральном и западном секторе Севанского офиолитового пояса соотношение офиолитов с более древними, доофиолитовыми формациями и формациями обрамления остается неясным. Можно лишь предположить, что альбские-раннетуронские отложения Иджеванского хребта представляют осадки шельфа, обрамлявшего офиолитовый глубоководный трог (рис. 30–32). Возрастные границы накопления формации по палеонтологическим данным (Атабекян, 1952; Ренгартен, 1959) могут быть определены средним альбом-нижним тулоном (?).

Приведем краткую петрографическую характеристику пород формации Иджеванского синклиория. Строение формации характерно тем, что песчаники и алевролиты распространены главным образом в нижней секции разреза, составляя от 25 до 36% от общей мощности, тогда как туффи-ты преобладают в верхней половине разреза формации (рис. 21, табл. 6).

Глауконитовые песчаники и алевролиты развиты в отложениях среднего альба западной части Иджеванского синклиория (г. Иджеван) и у с. Верин Агдан. Суммарная мощность этих пород не превышает 10% мощности формации. Содержание глауконита колеблется от 10 до 20%, вблизи кровли отдельных слоев иногда повышается до 75%. Порода зеленовато- и желтовато-серая, тонко-, реже среднеслоистая. В прослоях известковистых пелитовых и алевроитовых витрокластических туффи-тов глауконит отсутствует, либо обнаруживаются лишь единичные зерна. Маркирующая пачка массивных зеленых глауконитовых песчаников достигает в мощности 3,5 м, с устойчивым содержанием в песчаниках глауконита от 30 до 35%. Порода рыхлая, участками средней плотности. Встречаются линзочки гидроокислов железа, изредка конкреции глауконита конической, округлой и неправильной формы вокруг раковин белемнитов. Помимо глауконита, в минеральном составе определяются зерна плагиоклаза, кварца, изредка калишпата, обломки известняков, эффузивных пород и туфов андезитового, андезито-дацитового состава, девитрифицированного андезито-базальтового вулканического

Таблица 6

Характеристика разрезов вулканокласто-седиментогенной формации северной периферии  
Севанской офиолитовой зоны

Местоположение разреза	Главные (формациеобразующие) породы	Мощнос- ти в м	Наличие перерывов	Признаки ритмич- ности многослов	Условия залегания на подстилающей толще и ее возраст	Обстановка формирования
Иджеванский синклиорий (с. Верин Агдан)	ТUFFиты пелитовые и алеврито- вые (52%), туфоизвестняки (21%), известняки органогенно-детрито- вые и кристаллические (17%), песчаники глауконитовые (10%)	50 80	+	-	Со слабым несог- ласием на $J_3^{km}$	Мелководье у южного склона Алаверди-Мур- гузского под- нятия
Иджеванский синклиорий (Иджеванский хребет, за- падная часть)	ТUFFиты пелито-алевритовые (48%), песчаники и алевролиты глауконитовые (36%), известня- ки микро-тонкозернистые (14%), туффиты псаммиговые (2%)	80- 100	+	-	Со слабым несог- ласием на $J_3^{km}$	Мелководье шельф Севан- ского офиоли- тового прогиба

Таблица 7

Химический состав глауконита и глауконитовых песчаников

№ п/п	Порода, минерал	SiO <sub>2</sub>	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	H <sub>2</sub> O	л.п.п.	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
1	Глауконит	49,95	н.о.	0,22	12,82	14,29	2,53	сл.	1,24	3,86	-	7,50	2,16	5,34	н.о.	н.о.	99,91
2	Глауконит	47,91	0,45	н.о.	13,50	13,18	3,23	н.о.	3,61	0,54	0,036	7,50	2,1	6,5	6,18	1,65	100,21
3	Песчаник глаукони- товый	32,74	-	0,70	7,96	7,35	0,52	0,08	24,90	1,04	0,86	1,75	1,33	20,80	18,60	0,15	100,16
4	Песчаник глаукони- товый	44,38	-	0,42	13,40	7,86	3,45	0,06	11,21	2,73	0,10	4,75	1,79	10,33	6,73	-	100,48

1, 2 - глауконит из песчаников среднего альба; 3, 4 - глауконитовые песчаники средне-мелкозернистые.  
Иджеванский хребет, SiO<sub>2</sub>\* - свободная.

стекла, гематита, магнетита и циркона, изредка наблюдались аутигенные образования бурого изотропного фосфатного вещества. Цемент кальцитовый, мелкокристаллический, поровый; вокруг глауконитовых зерен — кристификационный, участками базальный; значительно реже цемент железисто-глинистый (аповитрокластовый) с примесью кальцита, контактовый, участками поровый. Структура породы алевролитовая, тонко-среднепесчаная. Отсортированность средняя и, реже, высокая. Продукты девитрификации представлены кварц-каолиновым агрегатом, частично хлоритом, кальцитом, изредка селадонитом, монтмориллонитом и цеолитами. Химический состав песчаников приведен в табл. 7.

## ФОРМАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ (ОФИОЛИТОВОЙ) СТАДИИ

### Кремнисто-эффузивная формация Севанского офиолитового пояса

Прерывистые обнажения пород формации протягиваются на территории республики до 200 км; наиболее значительны выходы в пределах Севанского хребта (75 км), в верховье бассейна р. Ахурян и на Базумском хребте они составляют соответственно 10 и 3 км. Рассмотрим кремнисто-эффузивную формацию Севанского хребта. Единичные и мало-мощные выходы пород формации от Шоржинского полуострова на юго-восток до с. Бабаджан (рис. 5) разграничиваются от "главного поля" формации, начинающегося с бассейна р. Дара и протягивающегося до Зодского перевала. Отличаются они тем, что содержат горизонты литокластических зелено-серых туфов, радиоляриты в их строении отсутствуют. К востоку от бассейна р. Дара выступает ограниченный системой меридиональных и широтных разломов блок пород формации протяженностью в 9 км, его юго-восточным обрамлением является выход габброидов в верховье р. Шишкая. Видимая мощность формации здесь достигает 900–1100 м. Контакт с гипербазитами Джил-Сатанахачского массива тектонический и маркируется прерывистой полосой хлоритовых сланцев и рассланцованных серпентинитов примерно вдоль водораздела хребта (рис. 5–8). Породы формации имеют крутые углы падения  $60-70^{\circ}$ , местами достигающие  $90^{\circ}$ , азимуты падения варьируют в широких пределах: ЮЗ  $260^{\circ}$  — ЮВ  $170^{\circ}$ . В сильно сжатых складках кровли формации падение местами обратное. Разломы близширотного и меридионального направления определяют мелкоблоковую структуру формации. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

Из рис. 6–8 видно, что в кровле формации развита ассоциация брекчиевидных радиоляритов, пелитовых туффитов, спилитовых порфиритов, с отдельными пачками туфов, дацитов и кератофиров, здесь же отмечаются мелкие проявления марганцевых руд и пачки марганцевистых радиоляритов. Отношение вулканитов к силицитам высокое — 5:1, 10:1. Несмотря на нарушенность формации поперечными простиранию разломами, эти породы прослеживаются непрерывно вдоль контакта с сенонскими терригенными и известняковыми отложениями, в бассейне р. Саринар и ее притоках, т. е. по простиранию более чем на 7 км. Сходная ассоциация отмечается в верхней секции разреза формации запад-

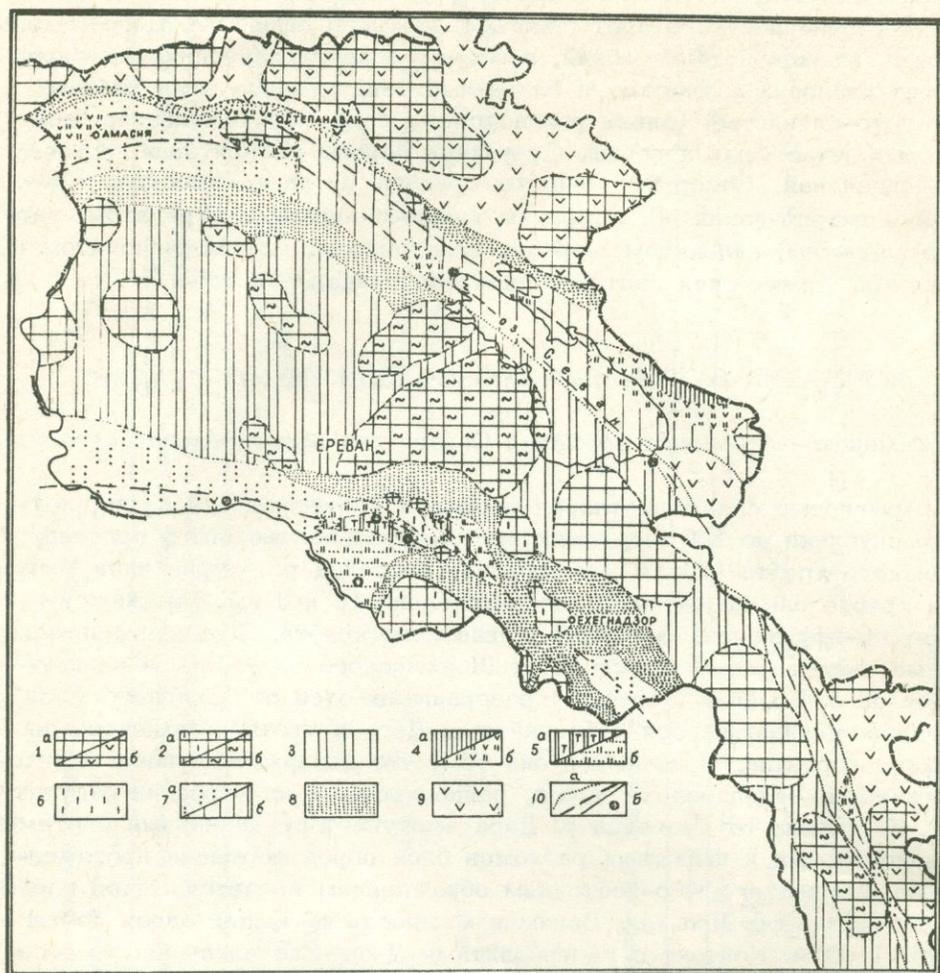


Рис. 4. Палеогеографическая схема распространения офиолитовой ассоциации на территории Армянской ССР.

1. а) Поднятия; б) Поднятия вулканические.
2. а) Поднятия терригенно-карбонатные, б) Поднятия древнего метаморфического комплекса.
3. Зона средних массивов.
- 4-6. Офиолитовая ассоциация. 4. а) Мощные пачки силицитов, чередующиеся с вулканитами; б) вулканиты с мало-мощными линзами силицитов.
5. а) Вулканокластиты с линзами радиоларитов; б) вулканиты с мелкими линзами известковых радиоларитов, известняков.
6. Зона резко сокращенных мощностей формации (<100м.).
7. а) погребенные офиолиты, судя по офиолитокластическому составу пород "чехла"; б) погребенные офиолиты по региональным геолого-геофизическим данным.
8. Терригенный шельф.
9. Мелководные эффузивно-вулканокластические и осадочные накопления ("Островодужная" зона).
10. а) Граниты фациальных зон (прерывистой линией - осевая часть офиолитовых трогов); б) скважины, вскрывшие породы офиолитовой ассоциации.

нее в бассейне р. Сатанахач. Стратиграфически ниже наблюдается чередование пачек железисто-кремнистых и марганцевистых радиоляритов. Число марганцевистых радиоляритов, как и мощность, сокращаются в направлении от центрального ущелья р. Саринар к востоку и западу.

Сложное строение имеет средняя и нижняя часть разреза формации. Здесь в латеральных направлениях сложно сочетаются многочисленные потоки шаровых спилитов, спилитовых порфиритов и кремнистых пород, среди которых в бассейне р. Саринар преобладают железисто-кремнистые радиоляриты и апорадиоляриты, но далее на запад, в бассейне р. Сатанахач и восточнее, в верховье р. Шишкая, в этой части разреза формации нередки пачки марганцевистых радиоляритов. Соотношение вулканитов и кремнистых пород обычно колеблется от 3:2 до 3:1, но местами резко возрастает, вулканиты преобладают, например, в 1,5 км западнее центрального ущелья р. Саринар. Здесь радиоляриты резко выклиниваются и слагают разрозненные и деформированные линзы среди миндалекаменных спилитовых порфиритов. Главные направления разломов: субширотные и северо-западные пересекают слоистость и простираение отдельных свит формации под острым углом<sup>х</sup>. Очевидно, разломы сформировались в этап становления изоклинальной складчатости, возраст которой постмеловой, скорее позднепалеогеновый, Амплитуда перемещения блоков по разным крыльям разломов вряд ли значительна; динамометаморфизм пород в их пределах выражен весьма слабо. Разломы близмеридионального простираения имеют амплитуду перемещения порядка от нескольких десятков до 200 м. Надежным критерием нормального залегания каждого блока является соотношение по восходящему разрезу разновидностей силицитов в ритмично построенных пачках (рис. 17). Эпигенетическая преобразованность пород формации нарастает от кровли к ее основанию. Отмечалась достаточная выдержанность отдельных литологических свит по простираению саринарской "фации" (рис. 7). При этом каждая из свит по строению, и составу пород отражает стадийность накопления формации. Наиболее глубоководные отложения и их ассоциации слагают среднюю секцию разреза формации, сравнительно менее глубоководные и, вероятно, мелководные отложения — нижнюю и верхнюю секции. Примечательно местоположение в верхней секции разреза формации таких пород, как кератофиры, апобиогермные известняки, вулканоидные песчаники и т. д.

Все вышеприведенное позволяет заключить, что соотношение по восходящему разрезу пород не является случайным и хаотическим, а разломы лишь осложняют общий порядок стратификации.

У подножья Севанского хребта, в районе сс. Шишкая, Гейсу и Кясаман, строение формации иное: здесь уже нет мощных горизонтов силицитов, преобладают миндалекаменные порфириты, а в кровле отмечаются кератофиры и туфы дацитов. В этой полосе сосредоточены современные оползневые блоки, сорванные с более верхних отметок хребта, существенно маскирующие первоначальное строение.

<sup>х</sup> Наиболее крупные из них продолжают в пределах позднесенонского комплекса либо являются ответвлениями-разломами оперения относительно главной системы разломов, ограничивающих офиолитовый блок от блока известнякового позднесенонского.

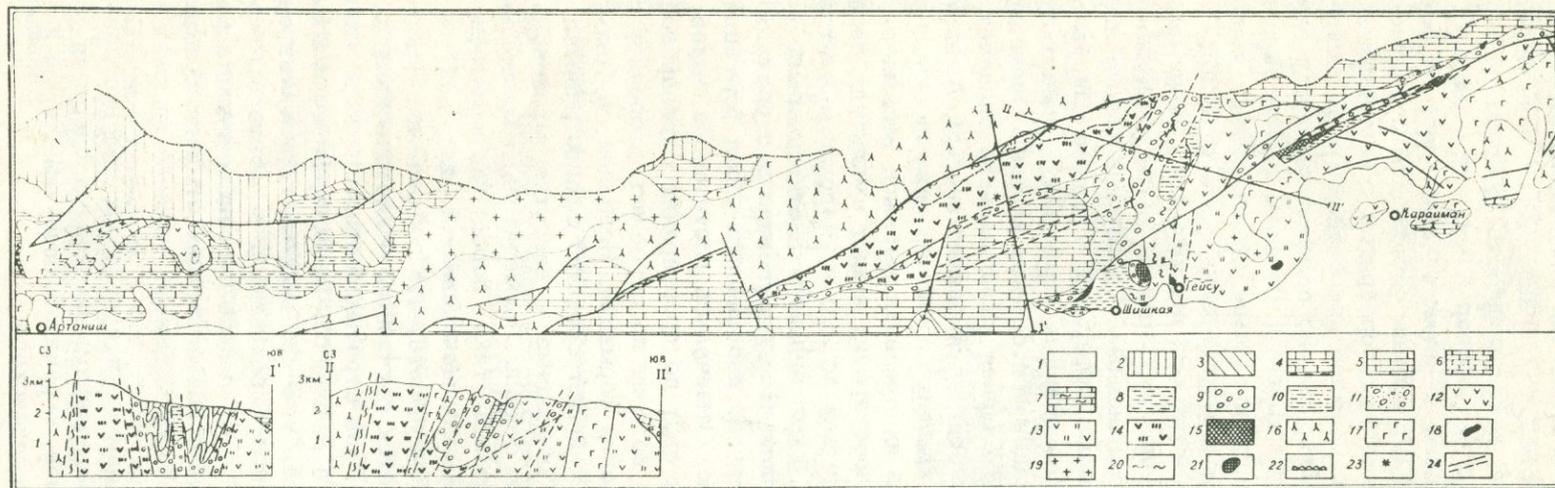


Рис. 5. Литологическая карта Севанского хребта

1. Четвертичные отложения.
2. Средний – верхний эоцен. Андезитовые порфирыты, туфы.
3. Нижний – средний эоцен. Известняки, песчаники.
- 4–7. Верхний сантон – верхний сенон.
4. Известняки микрозернистые, мергели (известняковый флишоид).
5. Известняки микрозернистые с редкими пропластками пелитовых туффитов.
6. Известняки микрозернистые и органогенно-детритовые.
7. Известняки кристаллические.
- 8–11. Верхний коньяк – нижний сантон.
8. Свита известняков.
9. Свита красных конгломератов.
10. Песчаный флишоид.
11. Грубый флишоид.
- 12–22. Офиолитовая серия.
12. Диабазы с редкими линзами туфов, кристаллических известняков (тигранабердская "фация").
13. Спилитовые порфирыты с линзами радиоларитов, реже апоорганогенных известняков, в кровле – кератофиры и их туфы (гейсуинская "фация").
14. Шаровые спилиты, спилитовые порфирыты, чередующиеся с мощными пачками радиоларитов и др. силицитов (саринарская "фация").
15. Известняки берриаса и песчаный флиш альба (?) – тектонические блоки.
16. Перидотиты и серпентиниты.
17. Габброиды.
18. Обломочные серпентиниты.
19. Плагιοграниты.
20. Метаморфические породы и метаморфизованные породы.
21. Олистоциты домеловых кристаллических известняков.
22. Древняя кора выветривания.
23. Проявление марганцевых руд.
24. Разломы, сплошной линией – главные.

Примечание: Составлена по результатам разномасштабного геологического картирования (Абовян С. Б., Арутюнян Г. С., Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Екремян П. С., Меликяна Л. С., Паффенгольц К. Н., Паланджян С. А., Саакян Г. Г.) с дополнениями и литологической характеристикой по автору.

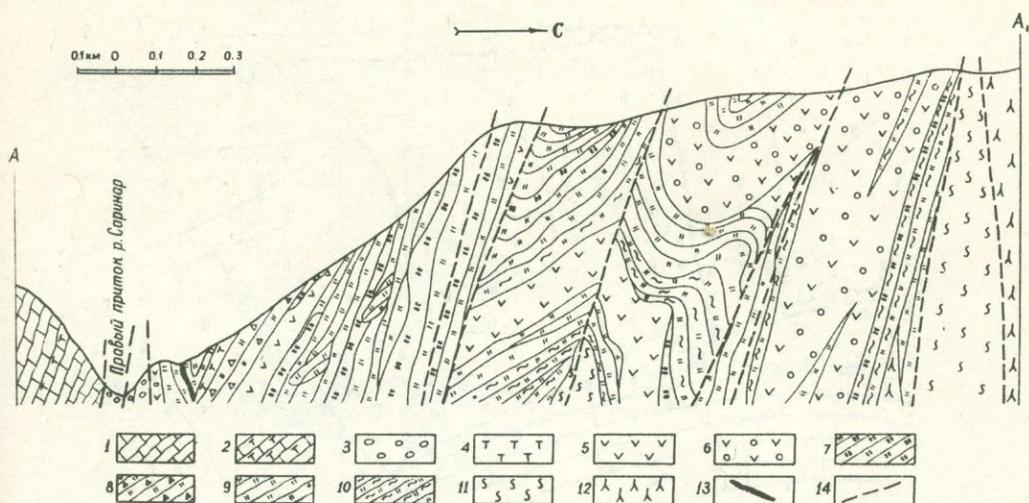


Рис. 6. Геологический разрез южного склона Севанского хр. (верховье бассейна р. Саринар).

1. Известняки микрозернистые и фораминиферовые. Верхний сенон.
2. Прослой зеленоватых известковых пелитовых туффитов в известняках верхнего сенона.
3. Конгломераты бурые и зеленоватые. Верхний коньяк-сантон.
- 4-13. Кремнисто-вулканогенная формация. 4. Кремнистые пелитовые туффиты и алевро-пелитовые туфы. 5. Спилитовые порфириды, диабазы, реже спилиты. 6. Шаровые спилиты, спилитовые порфириды. 7. Марганцевистые силициты (главным образом радиоляриты).
8. Брекчиевидные железисто-кремнистые силициты с пропластками пелитовых кремнистых туффитов.
9. Железисто-кремнистые силициты (главным образом радиоляриты), местами с пропластками в основании пачек известковых радиоляритов и микрозернистых известняков.
10. В разной мере сланцеватые силициты вдоль плоскостей разломов.
11. Метаморфические сланцы и филлиты (аповулканиды) вдоль зоны главного разлома.
12. Сланцеватые серпентиниты. 13. Марганцевые окисные руды. 14. Разломы.

К северу и восточнее, в ущелье Буратапа, в тектонических соотношениях с вмещающими породами выступают диабазы, диабазовые порфириды тигранабердской "фации" (рис. 5). Редкие линзы туфов и изредка радиоляритов среди них отмечаются по левобережному склону среднего течения р. Гейсу и вскрыты скважинами на тигранабердском участке. Эта однообразная ассоциация вулканических пород далее меридиана с. Джанахмед не прослеживается. Прерывистые выходы вулкаников в поле развития гипербазитов и габброидов Зодского перевала содержат; помимо спилитов и базальтовых порфиридов, также туфы основного состава с маломощными линзами радиоляритов и мелкозернистых силицитов, а также апоорганогенных известняков.

Итак, в одном случае существует прямая корреляция между суммар-

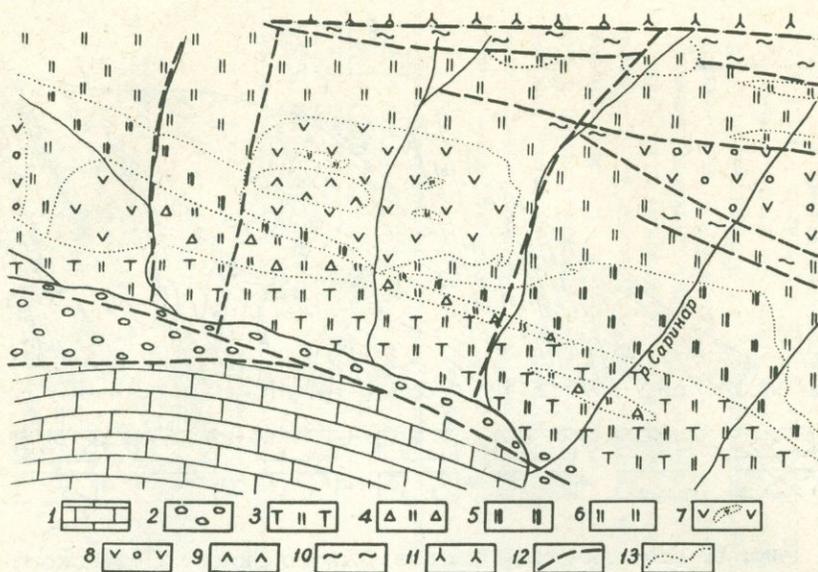


Рис. 7. Схема геологического строения верховья бассейна р. Саринар.

1. Светлые микрозернистые известняки верхнего сенона. 2. Конгломераты бурые и зеленые с прослоями бурых аргиллитов. Коньяк-сантон. 3. Свита брекчиевидных тонкослоистых бурых силицитов (главным образом радиоларитов), кремнистых пелитовых туффитов, алевроитовых и псаммо-алевритовых туфов, базальтоидов и дацитов, маломощных потоков миндалекаменных порфиритов с пачками марганцевистых радиоларитов и изредка гнездами и линзами марганцевых руд. 4. Брекчиевидные и брекчиеконгломератовидные серые и зелено-серые силициты. 5. Свита чередующихся пачек марганцевистых (в кровле) и железисто-кремнистых (в основании) силицитов, главным образом радиоларитов, содержащих оползневые блоки тех же пород и подчиненных им потоков спилитовых порфиритов, иногда спилитов и диабазов. 6. То же, что и 5, при преобладании железисто-кремнистых силицитов. 7. Спилиты, спилитовые порфириты с маломощными линзами силицитов. 8. То же, что 7, но при гораздо большем развитии шаровых разновидностей эффузивов. 9. Альбитизированные дациты и кератофиры. 10. Метаморфические сланцы (аловулканиты, изредка апосилициты). 11. Сланцеватые серпентиниты. 12. Разломы. 13. Границы литологических резко различных свит, ассоциаций.

ными мощностями формации и мощностями пачек радиоларитов (саринарская, гейсуинская "фации"), в другом — при значительных мощностях толща практически лишена силицитов (тигранабердская "фация")<sup>x</sup>.

<sup>x</sup> Принадлежность тигранабердской "фации" к офиолитовой серии остается еще неясной.

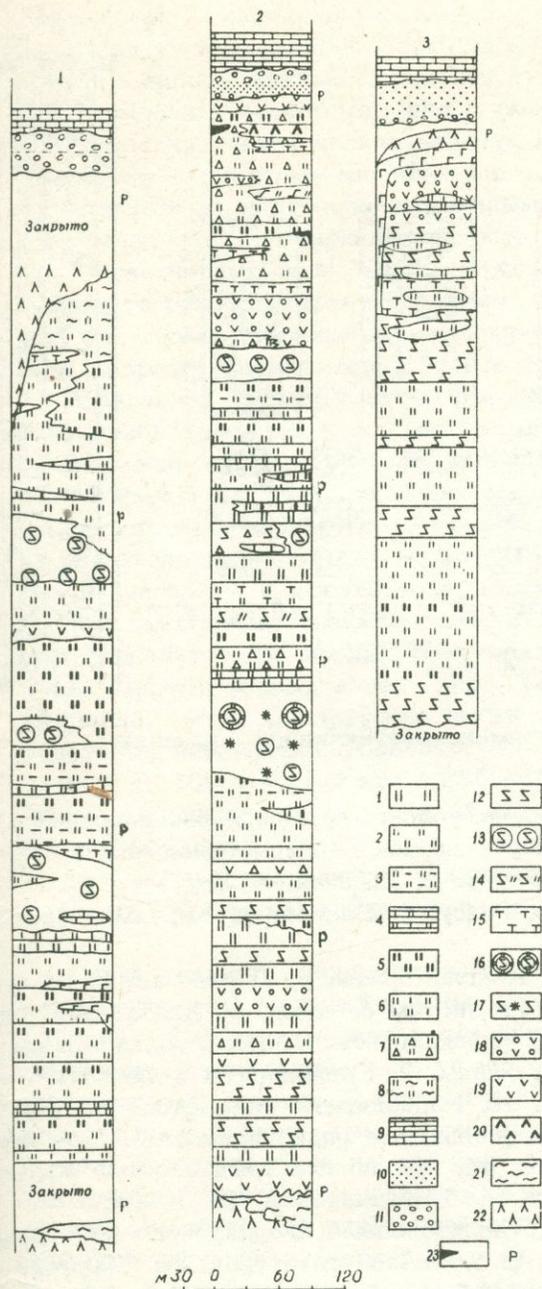


Рис. 8. Типы разрезов зоны максимальных мощностей кремнисто-эффузивной формации Севанской зоны.

1-5. Радиолариты и микрозернистые кремни. 1. Массивные, трещиноватые железисто-кремнистые. 2. Тонкослоистые кремнисто-железистые. 3. Глинистые. 4. Известковистые и микрозернистые известняки с радиоларитами. 5. Железисто-марганцевистые. 6. Фтанитоиды. 7. Радиолариты и микрозернистые силициты брекчиевой структуры. 8. Рассланцованные силициты. 9. Известняки микрозернистые (сантон-верхний сенон). Офиолитокластические накопления (верхний-коньякнижний сантон). 10. Грауваки. 11. Конгломераты и брек-

чии. 1-8, 12-22. Офиолитовая серия. 12. Диабазы, спилиты и спилитовые порфириды. 13. Шаровые спилиты. 14. Спилиты. 15. Туфы дацитов. 16. Шаровые спилиты с радиоларитовыми "рубашками". 17. Спилиты и вариолиты. 18. Миндалекаменные диабазовые порфириды и спилиты. 19. Порфириды базальтовые альбитизированные. 20. Кератофиры и дациты. 21. Метаморфические сланцы. 22. Перидотиты и серпентиниты. 23. Марганцевые руды. 24. P - разломы. Места разрезов: 1) бассейн р. Сатанахач, 2) бассейн р. Саринар, 3) бассейн р. Шишкая. Севанский хребет.

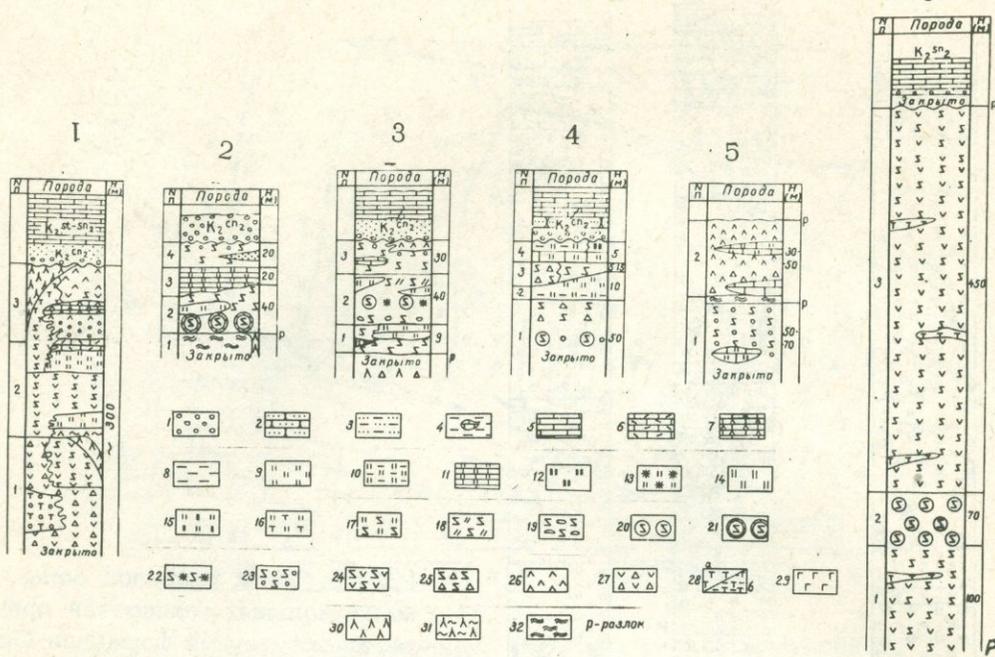


Рис. 9. Типы разрезов кремнисто-эффузивной формации Севанской зоны.

Цифры над колонками: 1. Сводная колонка для верховья бассейна р. Аху-рян. 2. Левобережье р. Шишкая у северной окраины одноименного села. 3. В 1 км север-северо-восточнее с. Шишкая. 4. В 1,5 км с-з. с. Гейсу. 5. Северная окраина с. Гейсу. 6. Бассейн р. Караиман (низовье).

Условные обозначения: 1. Конгломераты, 2. Песчаники, 3. Алев-ролиты, 4. Блоки известняков в глинистом цементе, 5. Известняки преимущественно микрозернистые, 6. Офикальциты, 7. Известняки микро-мелкозернистые кремнелые, 8. Глины, 9. Радиолариты железисто-кремнистые (и апорадиолариты), 10. Радиолариты глинистые, 11. Ра-диолариты известковые, 12. Марганцевистые радиолариты, 13. Гематит-кварцевые эксгалационные породы, 14. Массивные трещиноватые желе-зистые силициты (апорадиолариты), 15. Фтанитоиды, 16. Кремнистые пелитовые туффиты, 17. Перекристаллизованные кварцитоподобные силици-ты, 18. Спилиты, 19. Спилиты с флюидалной текстурой, 20. Шаровые спилиты, 21. Шаровые спилиты с "рубашками и лоскутами" кремнистых пород, 22. Спилиты с вариолитовой структурой, 23. Миндалекаменные эффузивы, 24. Диабазы и диабазовые порфириты, 25. Лавобрекчии диа-базов, 26. Дацинты альбитизированные, 27. Вулканические брекчии ба-зальтоидов, 28. а) Туфы алевро-псаммитовые, б) пелитовые туфы, 29. Габброиды, 30. Гипербазиты, 31. Серпентинизированные ультрабазиты, 32. Сланцы (кварц - эпидот - хлоритовые и др.). P - разломы.

Наибольшее разнообразие силицитов сосредоточено в зонах максимальных мощностей формации. Зоны сокращенных мощностей содержат в кровле довольно мощные горизонты дацитов и их грубых туфов. Строение формации и ее соотношение с вмещающими породами несут отчетливые признаки тектонических дислокаций, но пространственное соотношение между структурно-фациальными зонами внутри тела формации все же остается не настолько смещенным, чтобы отнести ее к тектоническому меланжу; стратифицированность внутри каждого из крупных блоков, ограниченных разрывными нарушениями, является упорядоченной и позволяет реконструировать разные по строению блоки в последовательный ряд блоков, отражающий первичную латеральную (и по вертикальному разрезу) фациальную зональность.

В западной части Севанского офиолитового пояса породы кремнисто-эффузивной формации выступают в верховье бассейна р. Ахурян. Порода формации слагают прерывистые выходы вдоль юго-западных склонов Меграшатского хребта, общее их простирание северо-восточное, состав пород формации варьирует по простиранию. В центральной части хребта преобладают диабазы, базальтовые порфириты, а вулканические брекчии и диабазы — к юго-востоку. Радиолариты слагают несколько прерывистых выходов, мощностью до 10–20 м. Подчинены они двум горизонтам вулканитов. Из прочих осадочных пород выявлены линзы и пачки белых мраморовидных известняков, внутриформационных конгломератов (Асланян, 1958). Обнаружены также офикальциты. В кровле формации участками наблюдаются полосчатые сизые туфы дацитового состава мощностью до 10–15 м. Порода формации с разрывом перекрываются терригенным поздним коньяком и известняками сантона-верхнего сенона (Ренгартен, 1959). Как видим, для строения формации характерен парагенез основных вулканитов, мраморизованных известняков, конгломератов, при сравнительно ограниченном развитии силицитов (радиоларитов и др.).

Сравнительно с саринарской "фацией" Севанского хребта этот комплекс отличается меньшей глубоководностью накопления. К востоку от бассейна р. Ахурян мелкие и прерывистые выходы пород офиолитовой ассоциации были выявлены в ущелье Арчидзор, в бассейне р. Дзкнагет. Радиолариты, пелитовые кремнистые туффиты образуют здесь маломощные пачки и линзы среди диабазов. Кремнисто-эффузивная формация в этой полосе разбита на ряд блоков и находится в тектонических соотношениях с рассланцеванными известняками катнахбюрской свиты Базумского хребта. По внутренней структуре офиолиты этого участка представляют тектонический меланж. По условиям накопления они безусловно более глубоководные отложения, чем офиолитовая ассоциация бассейна р. Ахурян.

В пачках силицитов здесь известны проявления кварц-гематитовых яшм. Возраст силицитов и вулканитов по данным радиолариевого анализа меловой, т. е. офиолитовая ассоциация одновозрастна с прочими выходами офиолитовой ассоциации Севанского пояса.

Кремнисто-вулканогенная формация Зангезурского офиолитового пояса

Простирание пояса и его соотношение с сопредельными структурно-формационными зонами в основных чертах были рассмотрены ранее (рис. 1). Вновь отметим, что в западном секторе известны выходы ма-

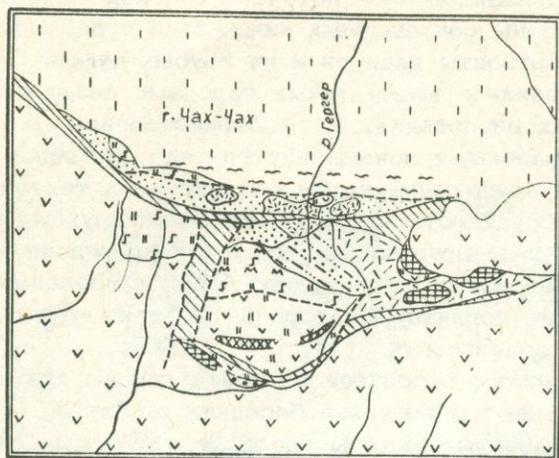
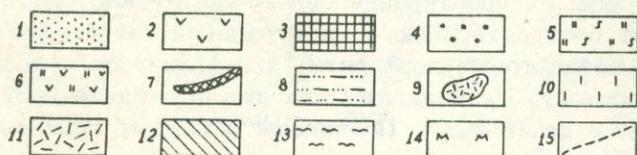


Рис. 10. Литологическая карта кремнисто-эффузивной формации в междуречье Гергер и Черная, Базумский хребет



1. Делювиальные отложения. 2. Палеоген, вулканогенная серия. 3. Блоки известняков пелитоморфных (верхний сенон?). 4. Конгломераты и гравелиты верхнего коньяка. Офиолитовая серия (5-7). 5. Чередование диабазов и пачек светлосерых силицитов. 6. Участки развития железисто-кремнистых изредка слабо марганцевистых радиоляритов и апорадиоляритов, чередующихся с потоками диабазов. 7. Гематит-кварцевые породы (экспгальсионные). 8. Песчано-алевритовая толща. Альб. 9. Офикальциты. 10. Известняки мелко-микрозернистые. Альб. 11. Участки интенсивной тектонизации с серпентинитовым "цементом". 12. Гипербазиты и серпентинизированные разности. 13. Рассланцевание в зоне разломов. 14. Гидротермально измененные силициты. 15. Тектонические нарушения. Составил М. А. Сатиан.

фит-ультрамафитового комплекса в ядрах мелких антиклинальных складок Ширакского хребта (Асланян, 1958). Мелкие выходы пород офиолитовой ассоциации развиты по правобережью р. Черная вдоль южного склона Базумского хребта. Здесь они изучены более обстоятельно. Наибольший (3 км<sup>2</sup>) выход по правобережью р. Черной имеет важное значение для доказательства региональной протяженности офиолитов и особенностей их строения (рис. 10).

Породы кремнисто-эффузивной формации слагают блок, расчлененный и ограниченный системой разломов близширотного и поперечного направления, выполненных серпентинизированными ультрабазитами, среди которых значительное место принадлежит пироксенитам. Породы обрамления: с севера - альбские известняки и алевро-песчаные отложения, с юга - вулканы палеогена, имеют тектонические контакты с кремнисто-вулканогенной формацией, во внутреннем строении которой можно различить: а) чередование диабазов и светло-серых кремней - северный

выход и б) чередование диабазов, гематитовых яшм, бурых и сургучных радиоляритов (южный – главный блок). Граница между ними, вероятно, также тектоническая, судя по резкому изменению литофаций и по полосе пиритизированных ноздреватых кремней вдоль зоны перехода, хотя слабая обнаженность не позволяет проследить разлом по простиранию. Породы южного, радиолярит-диабазового блока имеют крутые падения – 60–80° в северных румбах, тогда как далее на север падения пород местами обратные. Для строения формации характерно: отсутствие шаровых спилитов и преобладание диабазов, малые мощности силицитов, наличие гематитовых эксгалляционных яшм, слагающих маркирующий горизонт мощностью до 1–3 м. Итак, фрагментация выходов офиолитов на ряд блоков, выполнение разломов, разделяющих блоки, серпентинитами типичны для Базумских выходов серпентинитового меланжа.

Следующий к востоку выход офиолитов расположен в среднем течении бассейна р. Дзкнагет. В ядре брахиантиклинали северо-западного простирания выступают мелкие тела серпентинизированных гипербазитов и к востоку от них по обоим бортам р. Дзкнагет – разрозненные блоки зеленокаменно измененных диабазов, реже спилитов и гиалокластитов, видимой мощностью до 30–40 м, включающих линзы перемятых радиоляритов.

В зоне Зангезурского разлома коренные выходы офиолитов выявлены в верховье бассейна р. Агандзугет (рис. 11). Кремнисто-вулканогенная формация офиолитовой ассоциации представлена спилитовыми порфиритами, спилитами, а также андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами, включающими редкие, но достаточно мощные (до 10–15 м) линзы, состоящие из бурых спилитов с прослоями спонголито-радиоляритов, а также линзы зеленовато-серых микрозернистых кремнистых туффитов. Породы эти катаклазированы, развальцованы и местами представляют тектоническую брекчию. По левобережью р. Агандзугет, у кочевья с. Татев и в ряде других пунктов спилиты преобразованы в листвениты, местами пиритизированы. Верхняя часть разреза кремнисто-вулканогенной формации слагается туфами, розовыми известняками с линзами радиоляритов и изредка окисных марганцевых руд. Общими для них являются следующие элементы залегания: азимут пад. СВ 50–80°,  $\angle$  40–85°. На правом борту долины р. Агандзугет с этими отложениями по крупному надиугу сочленяются порфириты и вулканические брекчии сраберд-такцарской свиты, относимой к сантону (Акопян, 1970). Вышележащие потоки порфиритов левобережья долины Агандзугета относятся к сантону условно. Не исключен их палеогеновый возраст. Весь комплекс левобережья прорван экструзиями андезито-базальтовых порфиритов среднего эоцена – капутджихской свиты (Джрбашян и др., 1976), в поле развития которой картируются блоки известняков мелового облика, изредка мелкие тела оливинитов. Принадлежность к той же офиолитовой серии крупных, тектонически обособленных блоков оливиновых габбро, троктолитов, магнетитовых оливинитов, включающих мелкие тела перидотитов и серпентинитов, в целом размещенных среди прорывающих их третичных гранодиоритов и монзонитов верховья р. Караундгет (Гуюмджян, 1973), представляется наиболее вероятной. Итак, в зоне глубинного разлома выявляется типичный офиолитовый тектонит, западное продолжение которого нарушено поздними интрузиями и экструзив-

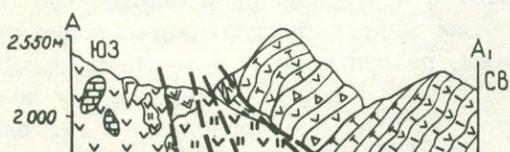
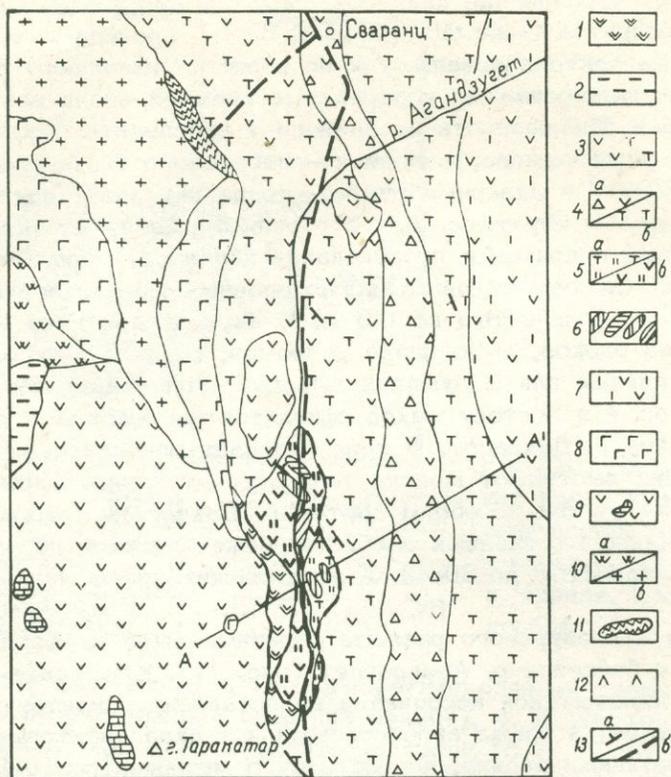


Рис. 11. Схема геологического строения бассейна р. Агандзугет.

1. Порфириты андезито-базальтовые. Палеоген (?).
  2. Известняково-терригенная толща. Даний-палеоцен.
  3. Порфириты, брекчии андезито-базальтового состава с линзами туффитов и известняков (сраберд-такцарская свита). Сантон.
  4. а) Вулканомиктовые конгломераты, туффиты, в кровле – песчаники. Верхний коньяк. б) Известняки, песчаники, туффиты, конгломераты. Верхний турон? – нижний коньяк.
  5. Офиолитовая серия. а) Чередование литокластических туфов, известняков, радиоларитов, вмещающих мелкие линзы окисных марганцевых руд; б) Спилитовые порфириты, спилиты.
  6. Линзы и глыбы радиоларитов, туффитов, кристаллических известняков.
  7. Вулканогенно-карбонатная толща. Верхняя юра-неоком.
  8. Оливиновые габбро, оливиниты, реже перидотиты, троктолиты, серпентиниты.
  9. Экструзии порфиритов. Средний-верхний эоцен.
  10. а) Монзониты. б) Гранодиориты.
  11. Кварциты.
  12. Листвениты.
  13. а) Элементы залегания. б) Разломы.
- Составили А. Т. Асланян и М. А. Сатиан с использованием литературных данных.

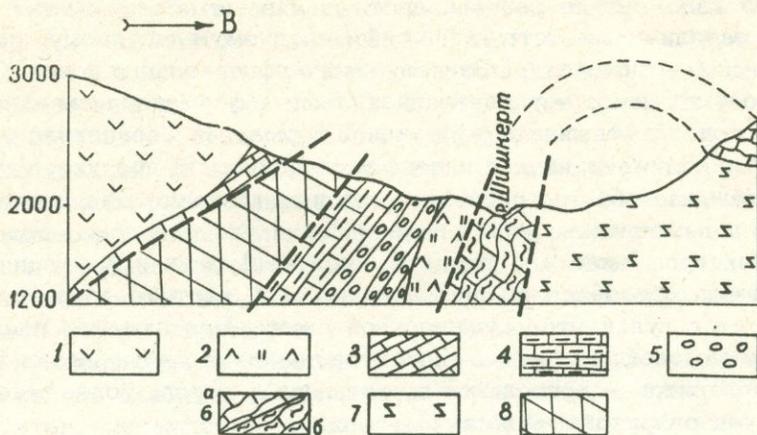


Рис. 12. Геологический разрез, поперечный долине р. Шишкерт.

1. Экструзивные, отчасти эффузивные андезито-базальты багацсарской свиты. Средний эоцен.
  2. Окварцеванные кислые вулканиты. Апт-ранний турон?
  3. Известняки светло-серые мелкозернистые. Поздний сенон.
  4. Известняки темносерые мелкозернистые, с пропластками известковых туффитов. Сантон? (Конгломераты полимиктовые бурые и буровато-зеленые, содержащие гальку пород офиолитовой серии (радиоляритов, спилитов, карбонатизированных гипербазитов, кремнистых пелитовых туффитов).
  6. Известняки, а) крупнослоистые и массивные органогенные и органогенно-детритовые; б) тонкослоистые мелкозернистые и перекристаллизованные и сланцеватые, с редкими фораминиферами. Неоком.
  7. Вулканиты поздней юры-неокома, прорванные третичными экструзиями андезито-базальтов.
  8. Известняки и кварциты девона-перми.
- Штрихом показаны разломы.

ными телами и тем самым по строению отличается от тектонического меланжа. Правильнее было бы называть эти сложные образования меланжем тектоно-магматическим. В сопредельных регионах сходные образования известны в зоне цветного меланжа в Иране, у г. Наин (Davoudzadeh, 1972).

Агандзугетские выходы офиолитов выклиниваются к югу вдоль разлома, в бассейне р. Гиратах. Северо-западнее, в верховье бассейна р. Гехи, обломки радиоляритов, бирбиритов обнаружены в конгломератах основания позднесенонских известняков (данные Р. Т. Таяна, О. Г. Гуюмджяна). На южном продолжении разлома, в верховье долины р. Мусалам по правому притоку блоки радиоляритов наблюдаются на залесенном склоне выходов экструзивных порфиринов багацсарской свиты среднего эоцена. В аллювиальных отложениях обнаружены гальки вишнево-красных карбонатизированных и ожелезненных гипербазитов. Далее на юго-восток, в бассейне р. Шишкерт, гальки пород офиолитовой ассоциации выявлены в составе конгломератов турона (?) - раннего сенона (рис. 12).

Итак, офиолиты и продукты их размыва в составе раннесенонских отложений оказываются типичными для мезозойского комплекса, слагающего зону так называемого Зангезурского разлома.

В свете изложенного ранее известные и ныне обнаруженные выходы офиолитов заняли соответствующее сейсмическому глубинному профилированию позицию — в структуре Зангезурского офиолитового пояса.\* Слагающая эту зону кремнисто-вулканогенная толща в формационном отношении наиболее сходна с кремнисто-эффузивной формацией Севанского офиолитового пояса. Их сближает: низкий индекс эксплозивности продуктов вулканизма, значительные объемы силицитов, распространение марганцевистых силицитов и гематитовых яшм, наличие линз эксгальационно-осадочных марганцевых руд. Вместе с тем кремнисто-эффузивная формация Зангезурского пояса обособляется по более высокой частоте встречаемости среди толеитов вулканитов субщелочной серии. Бросаются в глаза и сравнительно меньшие объемы силицитов, наличие среди них спонголитов и радиоляритов-спонголитовых смешанных пород, более мелководных, чем радиоляритовая фация.

#### Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация Вединского офиолитового пояса

До постановки глубокого бурения были известны лишь разрозненные выходы гипербазитов в бассейне р. Веди. Первые же скважины, пройденные западнее, у с. Двин и г. Веди, вскрыли мощные спилитово-радиоляритовые толщи, несколько ранее спилиты и радиоляриты были обнаружены и в составе так называемой хосровской толщи (Сатиан и др., 1968). В настоящее время офиолиты вскрыты буровыми от бассейна р. Ахурян на западе до бассейна р. Арпы на юго-востоке. Протяженность офиолитов на юго-западе Малого Кавказа превышает 200 км, однако значительная их часть погребена под мощным кайнозойем, оставаясь малодоступной изучению. Тем не менее результаты съемочных работ на вединском поле, обработка kernового материала и геофизические данные дают общее представление о распространении зоны и главных особенностях ее строения.

Северная граница офиолитового пояса определяется приподнятыми блоками пород кембрий-докембрийского фундамента (с маломощным средне-верхнепалеозойским чехлом, либо без него), погребенными под кайнозойским комплексом. Исключение составляет лишь бассейн р. Аргичи (стык Гегамского и Варденисского поднятий), где средне-верхнепалеозойские отложения выступают на поверхность и с размывом перекрываются терригенным верхним мелом. Из погребенных поднятий — Айнтапское вскрыто бурением, остальные — Ахурянское, Гегамское, Варденисское — намечаются по геофизическим данным и литолого-палеогеографическому картированию прибрежных фаций. Южная граница вырисовывается по Урцскому и Айюцдзорскому поднятиям (Урц-Айюцдзорский антиклинорий), сложенным мощным осадочным комплексом средне-верхнего палеозоя и триаса.

\* На юг от долины реки Шишкерт вдоль Зангезурской шовной зоны ранее были закартированы несколько выходов ультраосновных и основных пород, однако этот фрагмент зоны остается наименее изученным в отношении распространения прочих компонентов офиолитовой ассоциации.

По тектоническому строению и рядом формаций в пределах зоны различаются три сектора: западный — Приараксинский, центральный — Вединский и восточный — Арпинский. Западный и центральный секторы разделены разданским близмеридиональным разломом. Центральный сектор отделен от восточного джерманисским и эртическим горстами пород основания. В наиболее изученном Вединском секторе различаются кулисовидно расчлененные узкие подзоны (с востока на запад): Хосров-Армикская, Двин-Карабахларская и Арарат-Вединская, сложенные мощными офиолитами. Эти поля офиолитов разобщены полосами сокращенных мощностей верхнего мела. Основание формации наиболее полно обнажено вблизи устьев рек Кюсуз и Ах-су.

Кровля формации слагается свитой андезито-базальтов, состоящей из диабазов, базальтовых порфиритов, спилитов, спилитовых порфиритов, лавокластов, вулканических брекчий, грубообломочных туффитов, с линзами розовых органогенно-детритовых, реже микрозернистых окремнелых известняков суммарной мощностью до 150 м. Нижняя секция разреза обособляется в мощную (до 500-800 м) осадочно-пирокластическую свиту. Ее слагают витрокластические туфы буроватые и зеленые, пепловые гиалокластиты, туффиты, радиоляриты, микрозернистые известняки с конкреционными линзами кремней, на отдельных интервалах развиты вулканические брекчии, гиалобазальты, диабазы, спилиты, изредка конгломераты и граувакки; количество и мощности пачек радиоляритов увеличиваются в зоне максимальных мощностей (рис. 13, 14).

Приведем опорный разрез формации, в 700 м западнее устья р. Кюсуз, в так называемом Коралловом овраге.

Неровную, с западинами поверхность флишеподобной "нижней мергельной" толщи (содержащей многочисленные ископаемые кораллы раннеконьякского возраста) выполняют глыбы известняков туронского облика, образующие прерывистый, в общем выдержанный горизонт. Наиболее крупные из глыб (олистолитов) достигают в диаметре 20-30 м. Рассмотрим разрез в 300 м выше устья оврага, по его левому борту. Между двумя наиболее крупными олистолитами, отстоящими на расстоянии около 45 м, можно видеть следующую последовательность наложения.

1. Темно-серые туфы алевро-пелитовые, псаммо-алевритовые кристалло-витрокластические с шаровой отдельностью ( $d = 10-15$  см), с полосами и пятнами хлоритизированных гиалокластитов. Мощность линз до 10 м, протяженность до 30 м. В туфах отмечаются единичные раковины радиолярий.

2. Известняки зелено-серые окремнелые кристаллические разлинзованные и перемятые, с пропластками известняков, обогащенных пирокластической примесью. Мощность 2 м.

3. С признаками местного несогласия, со срезанием и взрыхлением подстилающих известняков, налегают вулканические брекчии, содержащие прослой гравийно-псаммитовых туфов, а также линзу сургучных радиоляритов. Местами радиоляриты прихотливо пронизаны серпентинитами (офисилицитами). Мощность от 0,5 до 5 м.

4. Известняки розовато-серые и зеленовато-серые, более обогащенные пирокластической примесью, перемятые, неясно слоистые, с релик-

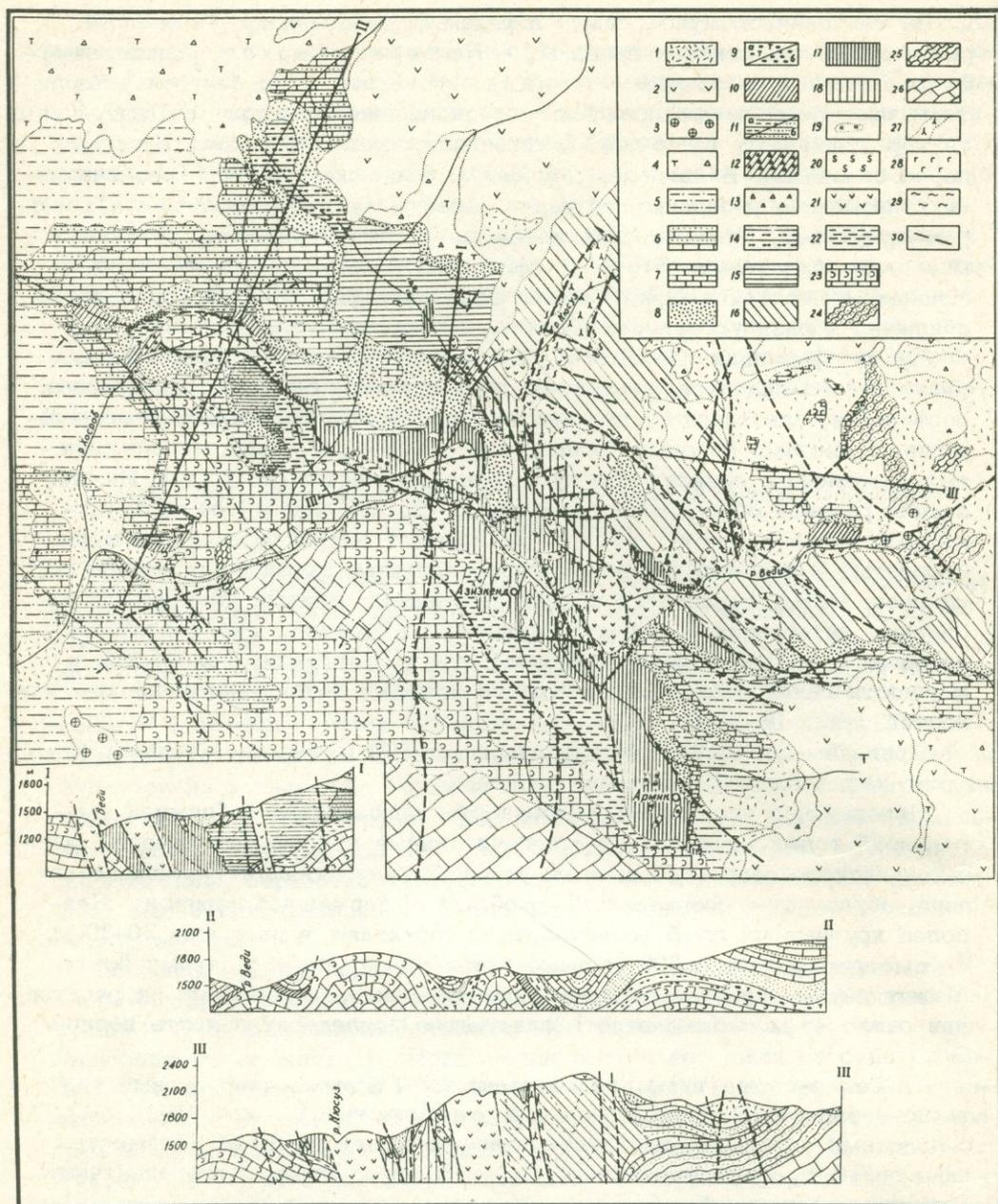


Рис. 13. Литологическая карта междуречья Хосров и Кюсюз,

1. Аллювиальные и делювиальные отложения.
2. Андезито-базальты,  $N_2^3$
3. Травертины.
4. Вулканокластические породы и базальты,  $N_1^3 - N_2$ .
5. Терригенные и карбонатные отложения  $P_2^{1-2}$  6-8. Надофиолитовый позднемеловой-датский комплекс.
6. Известняковый флиш (  $K_2^d - P_1$  ) : ритмичное чередование шламовых и микрозернистых известняков, мергелей, изредка алевролитов.
7. Известняки фораминиферо-микрозер-

нистые, с прослоями глинистых известняков. В основании толщи — фораминиферовые известняки с иноцеррамами ( $K_2^{s_i-s_n 2}$ ). 8. Песчано-алевритовый флиш: ритмичное чередование граувакк офиолитокластических, сланцевокластических и кварцево-полевошпатовых, а также алевролитов с прослоями конгломератов, шламовых и микрозернистых, нередко органогенно-рудистовых известняков. ( $K_2^{c_n 2}$ ). 9-21 — Кремнисто-вулканогенный комплекс  $K_1^{ai(?)}$ - $K_2^{c_n 1}$ . 9. а) Вулканомиктовые и тефроидные конгломераты и песчаники с линзами органогенных известняков. б) Полимиктовые конгломераты и валунные отложения с железисто-псаммитовым цементом и редкими линзами органогенных известняков. 10-15. Свита андезито-базальтов. 10. Миндалекаменные базальтовые, и трахибазальтовые порфириды, реже диабазы, изредка с шаровой отдельностью, содержащие линзы окремнелых апоорганогенных известняков, иногда известковых радиоляритов. 11. а) Диабазы, базальтовые порфириды, спилитовые порфириды, реже спилиты. б) То же с линзами вулканоидных и тефроидных конгломерато-брекчий. 12. Грубообломочные туффы и вулканические брекчий. 13. Агломератовые туфы и вулканические брекчий базальтового состава. 14. Диабазы и лавокластические их разновидности. 15. Диабазы миндалекаменные и спилитовые порфириды, реже спилиты, с частыми и мощными (до 5, иногда до 8 м) линзами известковых радиоляритов и окремнелых известняков. 16. Зона развития туфов андезито-базальтового состава, чаще гиалопилитовых, катаклазированных, без отчетливой слоистости "хосровитового" типа, при широком развитии габброидов (включая пегматоидные и полосчатые), участками диабазов и спилитов с хорошо выраженной шаровой отдельностью, наиболее значительных тел серпентинитов и серпентинизированных гипербазитов (гарцбургитов и пр.) с прихваченными вдоль разломов блоками радиоляритов и туфов. 17-18. Осадочно-пирокластическая свита. 17. Чередование пачек кристалло-витрокластических и витрокластических туфов андезито-базальтового состава, микрозернистых и шламовых известняков, реже алевролитов, трахибазальтовых порфиритов, изредка офикальцитов, в основании свиты-олистолиды известняков, сходные с туронскими. Изредка отмечаются маломощные прослой известковых и кремнистых радиоляритов. 18. То же, что 17, но при возрастании числа и мощностей пачек радиоляритов (до 5-15 м). В обеих пачках размещены силлы тешенитов. 19. Линзы радиоляритов, изредка пропластки онкоидных известняков. 20. Шаровые спилиты и спилитовые порфириды. 21. Экструзивные и жерловые фации "хосровитовых" туфов. 22. Полимиктовые известковистые алевролиты, мергели, реже песчаники, известняки-нижняя мергельная толща В. П. Ренгартена, (1959) —  $K_2^{t_2(?)}$ - $K_2^{c_n}$ . 23. Органогенно-детритовые и биоморфные известняки с гастроподами и рудистами —  $K_2^{c_m-1}$ -2. 24. Терригенные угленосные отложения позднего триаса. 25. Карбонатные отложения раннего-среднего триаса. 26. Известняки перми. 27. Гипербазиты и серпентиниты. 28. Габброиды. 29. Зоны рассланцевания. 30. Разломы.

Составил М. А. Сатиан по личным наблюдениям, а также по материалам разномасштабного картирования (В. Т. Акоюн, М. А. Сатиан, А. Т. Вегуни и др., К. А. Мкртчян, В. Л. Егоян, Ж. О. Степанян).

тами тонкой слоистости, с признаками конседиментационного оползания, неравномерно окремненные. Вмещают линзу спилитов лавокластического строения с шаровой отдельностью, мощностью 0,5 м и протяженностью до 4 м. Мощность пачки 15-18 м.

5. Туффиты, вулканические брекчии и эффузивные породы, туфопелиты буровато-серые, листоватые, волнистослоистые, с прослоями более окремненных туффитов и мелкими линзами брекчированных кремнистых туффитов с примесью раковин фораминифер. Характерно выдавливание туффитов в межшаровые западины вышележащих бурых вулканитов, полосами зеленоватых (хлоритизированные гиалокластиты.) мощностью 5 м.

6. Гиалобазальты, в средней части содержат пачку кирпично-красных и розовато-красных высококремнистых радиоляритов мощностью от нескольких сантиметров до 1,2 м, с прослоями более глинистых и известковистых разностей. В радиоляритах этой пачки выявлен позднемеловой (севанский) комплекс радиолярий *Dictyomitra multicostata*, *Amphibrachium*, *Holocryptocapsa* sp. (определения Л. И. Казинцовой). В верхней части разреза пачки преобладают гиалобазальты и спилиты со скрытошаровой отдельностью, чередующиеся с вулканическими среднеобломочными брекчиями и линзами гиалокластитов. Радиологически возраст гиалобазальтов верхнемеловой (табл. 9). Горизонт вулканитов и подчиненных им радиоляритов является маркирующим, прослеживается с небольшими перерывами по всему склону Кораллового оврага (т. е. более чем на 1 км, при мощности от 8 до 20 м) и в направлении на восток продолжается по левобережью р. Веди, к бассейну р. Кюсуз. Здесь эти отложения прорваны породами нижнекюсузской туфовой "трубки". В низовье Кораллового оврага на средних отметках его левого склона вулканиты прорваны двумя мелкими, в поперечнике до 3-5 м телами серпентинизированных ультрабазитов.

Пачки 1-5 по простиранию как бы упираются, прилегают к ограничивающим их олистолитам туронских известняков, тогда как пачка 6 перекрывает уровень олистолитов.

7. Известняки светло-серые слабо алевритистые, разлинзованные, со следами конседиментационного смятия. В основании известняков наблюдается линза гравийных граувакк. Мощность 1,5 м.

8. Вулканические брекчии базальтоидов. Мощность 1,5 м.

9. Известняки светло-серые, средне-мелкозернистые, слабо алевритистые, сходные с известняками пачки 7. Мощность 30 м.

10. Туффиты кремнистые мелкозернистые, сильно трещиноватые, тонкослоистые, чередующиеся с радиоляритами с примесью пирокластики. Породы светло-зеленого, кремового, реже черного цвета. В этой пачке местами наблюдаются конседиментационно оползшие блоки тех же кремнистых пород. Мощность суммарная колеблется от 4-5 до 14 м. Горизонт кремнистых туффитов и силицитов прослеживается так же, как и вулканогенная пачка 6, по всему левому борту Кораллового оврага и на востоке обрывается вдоль секущего контакта нижнекюсузской "трубки взрыва".

Интервал разреза, включающий пачки 1-10, суммарной мощностью до 100 м, сопоставим с разрезом, приведенным А. Л. Книппером и С. Д. Соколовым (1976), выделяемым ими в качестве опорного разреза олистостромовой толщи. Однако, как видим, вулканиты и радиоля-

риты синхронны чередующимся с ними карбонатным и терригенным породам. Поэтому данная толща является не тектоногенной олистостромой, (в понимании А. Л. Книппера и С. Д. Соколова), а вулканогенно-осадочной толщей со следами конседиментационного оползания осадков. Подробнее об этом будет сказано далее в специальном разделе.

Более обобщенное описание верхней половины разреза офиолитового комплекса следующее.

11. Известняки желто-серые кристаллические, брекчиевидные, с прослоями кремнистых пелитовых туффитов и линзами порфиритов и вулканической брекчии базальтоидов. Мощность суммарная 48-50 м.

12. Чередование туфопелитов, кремне-известняков зелено-серого цвета, с редкими пачками афировых базальтоидов, зелено-серых вулканических брекчий и тефроидных брекчiekонгломератов. В верхней части разреза преобладают желто-серые известняки, чередующиеся с охристо-зелеными алевролитами и мергелями, туфоизвестняками и линзами конгломератов. Суммарная мощность около 50 м.

13. Порфириты базальтоидов бурого, темно-серого цвета с глыбовой и шарово-глыбовой отдельностью, с пачками и линзами вулканической брекчии (местами содержащей карбонатный цемент - "карабахиты"), кристаллических песчаных известняков, туфоизвестняков и мергелей серого и розовато-серого цвета и очень редко - розовых известковистых радиоляритов. Мощность 43 м.

Суммарная мощность толщи достигает 275 м. Выше с размывом налегают бурые конгломераты офиолитокластического состава, относимые фаунистически к верхнему коньяку. В приведенном разрезе мы различаем две свиты, разные по составу - нижнюю, в которой вулканиды чередуются с осадочными и вулканогенно-осадочными породами (пачки 1-12), и верхнюю, представленную преимущественно эффузивными основными породами. Этот смысл и был заложен в схему расчленения офиолитового комплекса (Сатиан, 1975), в общем подтвердившуюся результатами бурения (рис. 14).

Осадочно-пирокластическая свита вмещает главные массы габбро, серпентинитов и серпентинизированных гипербазитов. В Хосров-Армикской подзоне отложения осадочно-пирокластической свиты прорваны "хосровитовыми трубками" (Мкртчян, 1970): андезито-базальтами и андезитами (гиалопилитовыми) и их туфами жерловой фации, числом более 20 и диаметром от десятков до нескольких сотен метров. Вдоль контактов вмещающие породы раздроблены, цеолитизированы, карбонатизированы. В осевой части офиолитового пояса (среднее течение бассейна р. Кюсуз, район скважины Чатма-1 и Карабахлар-1), наряду с увеличением количества и мощностей пачек радиоляритов, сокращаются и выпадают из разреза терригенные и особенно грубообломочные накопления. Последние имеют наибольшее развитие по периферии офиолитовой зоны и нередко содержат олистолиты пород обрамления. Как видно из рис. 13, 14, мощности свиты резко сокращаются к западу от бассейна р. Кюсуз, в разрезах формации, которые прослеживаются вдоль долины р. Хосров. Итак, прежде всего выясняется, что мощности и состав осадочно-пирокластической свиты варьируют в латеральных направлениях. Гораздо более выдержанное строение имеет свита андезито-базальтов. Здесь выделяются отдельные потоки лав, горизон-



Обозначения над колонками. 1. Скважина 1 – Маркара. 2. Скважина 1 – Чатма. 3. Скважина 1 – Карабахлар. 4. Скважина 1 – Арарат. 5. Сводная литологическая колонка строения формации в пределах Ерахского хребта. 6. Бассейн р. Хосров, среднее течение. 7 Разрез Кораллового оврага (в 700 м западнее устья р. Кюсуз, правобережье р. Веди). 8. Разрез по левому борту среднего течения р. Кюсуз.

Обозначения литологической легенды: 1. Спилиты. 2. Вариолиты. 3. Диабазы. 4. Миндалекаменные разности спилитов и диабазов. 5. Порфириты андезито-базальтовые, трахибазальты. 6. Вулканические брекчии андезито-базальтов и базальтов. 7. Туфы гравийно-псаммитовые шлаковые базальтового состава. 8. Туфы алевритовые и псаммитовые базальтового состава. 9. Туфы "трубок взрыва". 10. Туфы пелитовые базальтового состава. 11. Андезиты. 12. Дациты. 13. Туффиты грубообломочные известковистые, "карабахиты". 14. Туффиты алевро-пелитовые. 15. а) Туффиты алевро-псаммитовые; б) туффиты кремнистые пелитовые. 16. Железисто-кремнистые силициты (радиоляриты, реже микрозернистые кремни). 17. Радиоляриты кремнистые. 18. Силициты глинистые. 19. Радиоляриты известковые и известковистые. 20. Известняки микрозернистые. 21. Известняки микроонкоидные. 22. Известняки кристаллические. 23. Известняки органогенно-детритовые, биоморфные. 24. Вулканоидные песчаники. 25. Граувакки офиолитокластические. 26. Глины. 27. Конгломератобрекчии и конгломераты офиолитокластические. 28. Серпентиниты. 29. Ультрабазиты (гарцбургиты). 30. Габбро. 31. Габбро-эссекситы. 32. Тешениты. 33. Диориты. 34. Офикальциты и офидоломиты. Р – нарушения.

ты вулканической брекчии и т. д. Верхнемеловые отложения собраны в асимметричные складки северо-западного простирания с изменчивыми углами падения крыльев от 20° до 40° и изредка до 70° в приразломных участках. Они четко картируются по подошве терригенных отложений верхнего коньяка и вышележащих пород "чехла". В строении кремнисто-вулканогенной формации и особенно свиты андезито-базальтов эти складки также картируются по элементам залегания линз кремнистых и карбонатных пород, хотя картина здесь менее наглядная. Разрывные нарушения почти повсеместно сопутствуют складчатости, но распространены крайне неравномерно: наибольшее сгущение наблюдается в центральной части выходов офиолитов. Хосровская антиклиналь осложнена частыми крутопадающими нарушениями северо-западного и поперечного простираний, сосредоточенными в полосе шириной до 1,5 км от с. Бахчаджух до среднего течения р. Кюсуз. В зоне крупных разломов туфы и эффузивы местами преобразованы в туффоиды, порфиритоиды. Линзы радиоляритов и известняков в их пределах будинированы, серпентиниты изредка содержат ксенолиты сланцеватых туфов и радиоляритов. Тектонически переработаны и превращены в глыбы с псаммитовым рыхлым цементом габброиды, развитые по южной периферии наиболее крупного выхода гипербазитов в верховье р. Кюсуз и сравнительно небольшие выходы габбро по левобережью р. Веди, у с. Азизкенд. Породы формации местами дислоцированы в связи с мелкими взбросо-надвигами. Помимо бассейна р. Хосров, надвиг картируется южнее с. Азизкенд, где известняки турона в опрокинутом залегании надвинуты на песчаники и алевролиты коньяка. Подобные зоны тектонизации могут иметь сходную с тектоническим меланжем внутреннюю структуру, если не принять во внимание локальное их развитие, вдоль разломов и в подошве мелких надвигов.

Максимальная суммарная мощность формации весьма значительна: в скважине 1 - Чатма она превышает 1260, а в скважине 5 - Маркара - 1000 м. В Приараксинском секторе единичные скважины вскрыли, по-видимому, лишь кровлю формации. В Арпинском секторе офиолиты: спилиты, радиоляриты и гипербазиты, судя по составу конгломератов над-офиолитового "чехла", предполагаются погребенными под палеогеном юго-восточнее, у с. Мартирос.

Важным структурным элементом офиолитового пояса являются зоны сокращенных мощностей верхнемелового разреза, характеризующие периферию трога и переход к терригенному шельфу, и зоны, разделяющие поля развития мощных офиолитов по простиранию офиолитового пояса - барьеры между прогибами. Слагаются они свитой андезито-базальтов, тогда как осадочно-пирокластическая свита либо выпадает из разреза, либо имеет минимальные мощности. Примечательно, что брахиантиклинальные складки этих зон: Барцракарская (Кешишдагская), Шугаибская и Ераносская - имеют отчетливо выраженное асимметричное строение с неполным, сингенетически сокращенным разрезом крыла, обращенного к палеотрогу; из разреза обычно выпадает тот или иной ярус сенона (турон, напротив, довольно мощный), при несогласном налегании на сеноне, либо на туроне флишоидного дания - палеоцена. Конседиментационный характер этих складок не вызывает сомнений.

## ПАРАГЕНЕЗЫ ПОРОД ФОРМАЦИЙ КРЕМНИСТО- ВУЛКАНОГЕННОЙ ГРУППЫ

Региональные формации кремнисто-вулканогенной группы отличаются парагенезами пород (табл. 8). Отметим наиболее характерные из них.

Парагенез эффузивов и радиоларитов широко представлен в Севанском офиолитовом поясе. Преобладают эффузивные породы базальтоидного состава в ассоциации с разнообразными силицитами, большую часть которых составляют радиолариты и апорадиолариты; среди них характерными породами являются марганцевистые радиолариты и апорадиолариты (рис. 9, 10). В приконтактных частях с эффузивами в силицитах отмечаются термальное пропаривание, кальциевый метасоматоз, проявление слоистости и брекчиевидных текстур. Нередки примеры растаскивания фронтальной частью лавового палеопотока подстилающих радиоларитов (слабо литифицированных, судя по особенностям структуры растасканных кусков). Все это указывает на парагенетическую общность силицитов и вулканитов.

Парагенез вулканокластитов и радиоларитов характерен для офиолитовой серии Вединской зоны (табл. 8, рис. 14). Известковистые и кремнистые радиолариты слагают пачки среди кристалло-витрокластических, псаммо-алевритовых туфов и гиалокластитов. В составе радиоларитов нередко отмечается примесь алевро-пелитовой витрокластики.

Парагенез радиоларитов и вулканокластических пород характеризует, вероятно, менее глубоководную среду осадконакопления и, помимо того, специфическую ритмику вулканического процесса, в условиях ограниченной проницаемости коры. Парагенез этот в зависимости от набора других компонентов (апобиогермные известняки, иногда конгломераты) может характеризовать латеральный фациальный ряд от мелководных к сравнительно более глубоководным отложениям.

Парагенез радиоларитов и микрозернистых известняков. Эта ассоциация встречается довольно часто в строении кремнисто-вулканогенной формации. В известняках зоны сокращенных мощностей отмечаются раковины радиоларий и фораминифер хорошей сохранности. Нередко по восходящему разрезу известняки сменяются известковистыми радиоларитами. В этих известняках обнаруживается иногда значительное количество псаммитовой примеси.

Более глубоководный тип известняков представлен кремнистыми известняками с плохо сохранившимися и сравнительно редкими остатками раковин фораминифер. Этими известняками обычно сложены базальные слои ритмично чередующихся пачек радиоларитов зоны максимальных мощностей Севанского пояса (саринарская "фация"). Известковистые радиолариты в этой ассоциации редки и переход от известняков к кремнистым и глинистым радиоларитам резкий. Парагенез радиоларитов и известняков нередок в смежных с Малым Кавказом регионах: в Иране он обнаруживается в составе цветного меланжа района г. Наин (Davoudzadeh, 1972), в строении анкарского меланжа и ряда других выходов офиолитов Анатолии (Altinli, 1963; Brinkmann, 1976), в краевой Загрос-Таврской зоне, на Кипре (Robertson, 1975). Микритовые из-

Парагенезы пород кремнисто-вулканогенных формаций офиолитовых серий

Типы пород и особенности строения	Севанский пояс, Кремнисто-эффузивная формация	Вединский пояс, Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация	Зангезурский пояс, Кремнисто-эффузивная формация
<u>Кремнисто-вулканогенный комплекс</u>			
Линзы радиоляритов	++++	+++	+++
Мощные пачки радиоляритов	+++	-	-
Железисто-кремнистые радиоляриты	++++	+++	+++
Марганцевистые радиоляриты	++++	-	++
Известковистые и известковые радиоляриты	++	++++	+
Фтанитоиды	++	+	+?
Спонголиты	+	++	++
Пелитовые туффиты кремнистые	++++	++	+++
Глобулярные кремни	+++	+	+++
Обломочные силициты	+++	+	++
Брекчии серпентинитов осадочные	+++	+(?)	+
Вулканоидные обломочные накопления	+	+	+
Известняки микрозернистые и фораминиферовые	++	+++	+
Известняки кристаллические с реликтами макрофауны	+	++	+
Известняки оолитовые и онкоидные	++	++	?
Доломитовые известняки и доломиты	+	++	?
Марганцевые руды среди радиоляритов	++	-(?)	++
Офикальциты, офидоломиты	+++	+	++
Диабазы	++++	+++	++++
Спилиты	+++	+	++
Трахибазальты	-	++	-
Порфириты базальтоидов	++	++	++
Анлезиты	+	++	+
Кератофиры и дациты	+	+	?
Вулканические брекчии	++	+	+
Гиалокластиты	++	+?	+++
Псаммитовые туфы анлезито-базальтов	+(?)	++++	++
Тешениты	+(?)	++	+(?)
<u>Интрузивно-протрузивный комплекс</u>			
Габбро-эссекситы	-	+	?
Габбро и плагиограниты	++++	+++	+++
Габбро полосчатые	+++	+	?
Гипербазиты (гарцбургиты и др.)	++++	++	+++
Серпентиниты (хризотил, лизардит, реже антигорит)	++++	+++	+++
Родингиты	++	+	+(?)
Различные сланцы	+++	+	++
Примечание: +++++ очень много; ++++ - много; +++ - есть; ++ - мало; + - очень мало, - нет, не обнаружены.			

вестняки, содержащие кальционеллы и чередующиеся с радиоляритами, обычны для верхней секции разреза офиолитовой серии Апеннин. Эта ассоциация встречается также в разрезе офиолитовой серии Балкан. Очевидно, накопление этой ассоциации происходило выше уровня карбонатной компенсации.

Встреченные в Вединской зоне слои онкоидных известняков, чередующихся с известковистыми радиоляритами, представляют редкий пример сонахождения отложений разных батиметрических уровней. Предположение о переотложении онкоидных известняковых осадков с более верхних отметок вглубь дна бассейна кажется наиболее вероятным. Подобные отложения выявлены также в позднеюрских — неокомских отложениях Средиземноморья (Bernoulli, Jenkins, 1974).

Парагенез диабазов, андезитов, изредка туфов, спилитов. Радиоляриты, известняки в этой ассоциации не обнаруживаются, либо слагают маломощные единичные линзы. Мощности вулканитов достигают 1 км (скв. № 1 — Маркара в Вединской зоне, басс. р. Караиман, Севанская зона). Локальное развитие данной ассоциации в одних случаях (скв. № 1 — Маркара) может быть объяснено близостью к жерловой фации, в другом случае (р-н с. Караиман и пос. Тигранаберд) принадлежность этой ассоциации к кремнисто-вулканогенной формации может быть поставлена под сомнение — вопрос, заслуживающий дальнейшего изучения.

#### ВОЗРАСТ ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Исследованиями последних лет получены новые данные, существенно уточняющие возраст стратифицированных пород офиолитовой серии. В Вединском поясе известны находки *Vaccinites inferus* Douv., в линзах известняков среди офиолитовой ассоциации Ерахского хребта (Асланян, 1950, 1958; Егоян, 1955). В известняках, чередующихся с вулканитами и радиоляритами, по правобережью среднего течения р. Веди (Коралловый овраг) и в среднем течении р. Кюсуз обычны *Globotruncana* sp. В радиоляритах этих же пунктов определен комплекс радиолярий, сопоставимый с так называемым севанским комплексом (Жамойда и др., 1976), датируемым альбом — поздним мелом.

В породах Зангезурского офиолитового пояса палеонтологические находки редки. Из нашей коллекции радиоляритов бассейна р. Дзкнагет (определения Казинцовой Л. И.) выявлены *Cenosphaera* sp. *Corposphaera* sp., *Xiphosphaera* (?) sp., *Dictyomitra* cf. *multicostata*, sp., *Stichocapsa* cf. *verbana* Parona. Комплекс радиолярий условно относится к меловому.

В западном сегменте Севанского офиолитового пояса, в ущелье р. Ахурян, у г. Амасия, в линзах известняков среди вулканитов В. Т. Акопяном обнаружены раннесенонские брахиоподы *Cyclothyris* cf. *tennistriata* Arn. Из вулканогенной толщи окрестностей с. Зод важны находки *Gryphaea turkestanica* Bobk. (данные Г. Чубаряна). В этом же районе, а также западнее, у с. Караиман в песчанистых известняках, подчиненных вулканогенной толще, В. Т. Акопяном обнаружены редкие пелециподы, ежи и зубы акул: *Corbes* sp., *Astarte* (?) sp., *Orbirhynchia* sp., указывающие на возраст вмещающих пород не древ-

Таблица 9

Радиологический возраст пород офиолитовой серии Ведин-  
ской зоны

Сектор	Порода	Место отбора	Средний возраст в млн. лет (К/А <sub>r</sub> )
Вединский	Тешенит, силл	Бассейн р. Кюсуз	105 ± 6
	Гиалобазальт, поток	- " -	96 ± 4
	Гиалобазальт, поток	- " -	88 ± 2
	Эссексит, силл (?)	Скважина № 1 - Чатма	92 ± 2
	Спилит, поток (?)		96 ± 4
	Спилит	Скважина № 1 - Арарат	110 ± 5

нее мела. Не менее интересны данные Г. О. Пиджяна о находках в линзах известняков среди вулканогенных пород у с. Караиман Clobotruncana sp. Радиологические данные по Севанскому поясу единичны: возраст спилитовых порфиритов определен в  $110 \pm 6$  млн. лет. Возраст эпигенетического преобразования радиоларитов, содержащих гидрослюда, определяется радиологически в  $104 \pm 4$  млн. лет.

В радиоларитах верховья р. Дзорагет, в устье Арчидзор из нашей коллекции радиоларитов Л. М. Казинцовой приводятся *Saturnalis amissus Sguinabol*, многочисленные крупные ребристые скелеты *Dictyomitra multicostata Zittel, D. aff. torquata Foreman, Amphipyndax (?) sp.*, указывающие на меловой (и наиболее, вероятно, позднемеловой) возраст вмещающих пород. У подножья Севанского хребта, у с. Гейсу из радиоларитов, чередующихся с микрозернистыми глоботрункановыми известняками, определены позднемеловые *Holocryptucanium tuberculatum N. barbui, Cryptaphorella sp. Sguinabolium fossilis, Amphipyndax sp., Dictyomitra pseudomacrocephala, D. multicostata, Lithocampe elegantissima.* (определения Л. И. Казинцовой). Этот разрез является опорным для типизации севанского комплекса радиоларитов. Сходный комплекс был выявлен и в радиоларитах верховья р. Сатанахач (Жамойда и др., 1976).

Вместе с тем в бассейне р. Тертер в силицитах офиолитовой ассоциации обнаружен комплекс радиоларитов, относимый к раннеюрскому-нижнемеловому времени (Жамойда и др., 1976). Местами гальки пород офиолитовой ассоциации появляются уже в верхней части разреза терригенного альба (Книппер, 1975). Нужно подчеркнуть, что радиологический возраст галек тешенитов позднеконьякских конгломератов Вединской зоны (бассейн р. Джагры) также укладывается в возрастной интервал от конца поздней юры - начала раннего мела до "среднего" мела включительно (Сатиан, 1975).

### П Е Т Р О Г Р А Ф И Я

В составе кремнисто-вулканогенных формаций офиолитовых серий региона преобладают эффузивные и вулканокластические породы, далее

следуют силициты и туффиты, известняки и, наконец, обломочные породы. Их примерное соотношение отображено в табл. 8.

### Эффузивные породы

Спилиты. В Севанской зоне спилиты представлены наиболее широко и разнообразно. Пространственно они тяготеют к полосе Севанского хребта и их значительно меньше в западном, Ахурянском секторе зоны. В Вединской зоне шаровые спилиты отмечаются исключительно редко. Наиболее типичные представители шаровых спилитов Севанского пояса сосредоточены в зоне максимальных мощностей формации (саринарская "фация"), при этом в средней секции разреза (рис. 8). В фациальном отношении эта зона наиболее глубоководная. Нередки крупные, до 1-2 м в диаметре шаровые обособления спилитов. Ядро имеет диаметр 45-70 см и состоит из трещиноватого спилита с многочисленными "оспинками" - вариолями на внешней поверхности, средняя зона имеет мощность от 5 до 30 см, зеленовато-серый цвет, она более стекловатая, хлоритизированная. Поверхность этой зоны также испещрена вариолями. Наконец, внешняя зона, мощностью до 15-30 см, представлена крепким бурым миндалекаменным спилитовым порфиритом, более шлаковым во внешней части. Отметим, что хлоритизированный гиалокластитовый материал выполняет также промежутки между соседними шарами. В ряде случаев их место занимают яшмовые "прокладки". Шаровые лавы спилитов чаще имеют более простое строение, лишенное гиалокластической зоны, и меньшие размеры.

Вариации химического состава от центра к периферии шара довольно сложные. Наглядно лишь повышение содержания калия и алюминия и уменьшение - натрия. Примером могут служить анализы К-1-3 (табл. 10).

Наиболее характерными структурами являются интерсертальная, иногда гиалоофитовая. В минеральном составе породы участвуют: альбит, хлорит (по стеклу), рудное вещество (главным образом маггемит и магнетит). Егоян (1955) обратил внимание на распределение в некоторых спилитах рудного вещества в виде тонких полос, пересекающихся почти под прямым углом ("феррографическая" структура). Из редких, но своеобразных структур, отметим сидеро-вариолитовую структуру (вариоли, сложенные из зерен рудного вещества). Изредка в спилитах отмечаются и директивные структуры. Вторичные изменения выражены в хлоритизации, пелитизации, карбонатизации и ожелезнении. В миндалекаменных, довольно распространенных разностях, поры бывают выполнены хлоритом, по стенкам - рудным веществом и в центре более поздним кальцитом; на контактах с яшмами поры выполнены нередко кварцем и халцедоном.

В петрохимическом отношении выделяются спилиты "чистой" линии, характеризующиеся резким преобладанием натрия над калием, и спилиты, в которых содержание калия заметно высокое, хотя калишпат микроскопически в них не определяется. Первый тип спилитов особенно характерен для Севанской зоны, а второй - для Вединской зоны. Подробнее вопросы петрохимии рассмотрены далее.

Тешениты. Первые находки тешенитов связаны с изучением сос-

тава галек конгломератов граувакковой формации в бассейне р. Джагрычай (Агамалян и др., 1972). Были выявлены разности тешенитов: биотит-авгитовая, баркевикит-авгитовая, авгит-баркевикитовая. В конгломератах обломки тешенитов ассоциируют с гипербазитами, габбро, спилитами и яшмами, т. е. с породами офиолитовой ассоциации. Радиологически возраст тешенитов относится к ранне-поздне меловому времени (Сатиан, 1975). Коренные выходы тешенитов удалось обнаружить в 400 м западнее устья р. Кюсуз, в овраге, промежуточном с Коралловым оврагом, а также по левобережью среднего течения р. Кюсуз. Тешениты слагают мелкие штоки и силлы, а в последнем пункте они скорее являются потоками. Состав тешенитов баркевикит-авгитовый, структура средне-микрозернистая, порфиroidная, близкая к диабазовой, либо микродолеритовая. В Зангезурском офиолитовом поясе тешениты слагают мелкие силлы среди офиолитов бассейна р. Черная и единичные потоки с шаровой отдельностью в бассейне р. Дзкнагет. Наконец, обломки тешенитов выявлены в конгломератах граувакковой формации Севанского пояса, что нацеливает на поиски тешенитов в строении ниже лежащей кремнисто-эффузивной формации.

**Кератофиры.** Существенно натровые кератофиры обнаружены в зоне сокращенных мощностей формации в Севанской зоне (сс. Шишкая, Гейсу, Кясаман, верховье рр. Шишкая, Саринар и Ахурян). Порода массивная, иногда с глыбовой отдельностью, цвет коричневато-красноватый с сизым оттенком. Лавовые потоки чаще содержат линзы и прослой гравийно-псаммитовых туфов и вулканической брекчии, иногда линзы радиоляритов. Структура под микроскопом порфиroidная, основная масса имеет трахитоидную структуру. Фенокристаллы представлены альбитизированным плагиоклазом, основная масса - ориентированными лейстами плагиоклаза. Горизонты кератофиров и их туфов отчетливо тяготеют к верхней секции разреза формации и приурочены к зоне сокращенных мощностей. В Вединском поясе мелкие тела кератофиров были вскрыты скважиной (1-Карабахлар). Типичные кератофиры с калишпатом обнаружены также в низовье р. Хосров, по левобережью. Обломки кератофиров нередки в составе граувакковой формации, несогласно залегающей на офиолитах.

Вулканокластические породы. Туфы андезито-базальтов - составляют около 33% от общей мощности формации в Двин-Карабахларской подзоне (скважины 1-Карабахлар и 1-Чатма). Ж. О. Степанян (1974) выделены разности туфов: псаммитовые, алевритовые и пелитовые. Их составляющие витрокласты, кристаллы и литокласты встречаются в самых различных соотношениях. Витрокласты в разной степени цеолитизированы и хлоритизированы. Они неправильной формы, остроугольные. Кристаллокласты представлены плагиоклазом, пироксеном, эпидотом, единичными зернами апатита, сфена; из литокластов преобладают обломки диабазов, спилитов, вариолитов, реже отмечаются обломки жильных пород, пелитовых туфов, окварцованных пород. Связующий материал состоит из хлорита и цеолитов. В мелкоалевритовых разностях его содержание достигает 30%. Химический состав туфов (табл. 11) позволяет отнести их к продуктам андезито-базальтовой магмы.

Гиалокластиты наиболее распространены в Вединской зоне. Пепловые разности гиалокластитов сложены округлыми зернами

пористого вулканического стекла алевро-мелкопсаммитовой размерности и андезито-базальтового состава. Скудная цементация пленочного типа представлена цеолитово-хлоритовым веществом, иногда с примесью карбоната. По гиалокластитам развиты цеолиты, хлорит, иногда карбонат. Встреченные в кернах скважины № 1-Чатма пепловые гиалокластиты чередуются в разрезе со шлаковыми псаммито-гравийными гиалокластитами, туфами, а также радиоляритами, при этом эффузивы в данной ассоциации крайне редки.

Образование таких пород скорее может быть объяснено особыми условиями излияния лав в подводной среде - фонтанированием и распылением лавовой массы.

Гиалокластические брекчии. Обнаружены в составе осадочно-пирокластической свиты в Коралловом овраге (в 800 м западнее устья р. Кюсуз). Невыдержанные пачки и линзы гиалокластической брекчии размещены среди алевро-пелитовых туфов, чередующихся с шаровыми гиалобазальтами и вулканической брекчией. Угловатые обрывки бурого и охристо-зеленого стекла и гиалобазальтов ожелезнены и хлоритизированы и скреплены пленочным цементом карбонатно-кремнистого состава.

В Зангезурской зоне гиалокластиты наблюдались в бассейне р. Дзкнагет. В Севанской офиолитовой зоне гиалокластиты слагают мелкие линзы между потоками спилитов, либо межшаровые промежутки (в бассейне р. Саринар и в районе с. Кясаман). Состоят из угловатых обрывков шлаковых гиалобазальтов псаммито-гравийной размерности с алевро-мелкопсаммитовой примесью. Контактново-пленочный цемент по составу глинисто-хлоритовый, ожелезненный. Гиалокласты хлоритизированы, глинизированы, иногда карбонатизированы. По сравнению со спилитами отмечается более высокое содержание  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$  (табл. 12). Значение гиалокластитов второстепенное и, скорее, аксессуарное по отношению к прочим вулканитам.

#### Петрохимическая характеристика продуктов вулканизма

Существующие сведения по петрохимии вулканитов офиолитовых серий Малого Кавказа весьма отрывочны (Абовян, 1966; Мнацаканян, 1968). Первая попытка сведения имеющегося материала была предпринята совсем недавно (Паланджян и др., 1977). Еще менее систематизированы данные по регионам Малой Азии и Ирана. Последующее изучение подтверждает основной вывод о преобладании толеитовых базальтов лишь для района Севанского хребта. Латеральные, вдоль зоны петрохимические вариации можно рассматривать как признак сложного глыбового строения основания офиолитовых депрессий. В связи с этим пожалуй, наибольшее значение имеет вопрос о присутствии в офиолитовых сериях субщелочных и щелочных базальтоидов. Достоверно этот вопрос решается по положению в поле щелочной серии сравнительно малоизмененных диабазов, андезитов, кератофиров и, что особенно важно, тешенитов. Ранее гальки тешенитов были обнаружены в составе конгломератов надофиолитового "чехла" в бассейне р. Джагры, на юго-востоке Вединской зоны, и предположение о щелочной тенденции развития вулканизма, (Агамалян и др., 1972), как видим, подтвердилось обнаружением тешенитов в коренном залегании. Щелочные базальтоиды, веро-

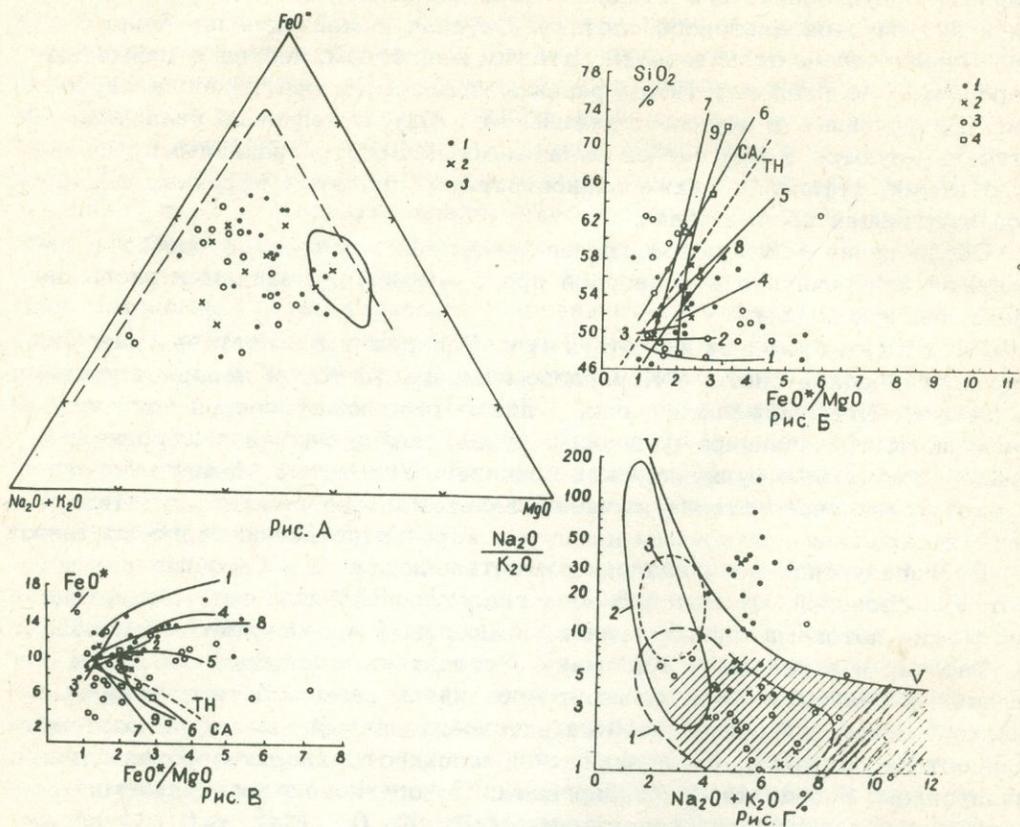


Рис. 15. А. Диаграмма АФМ. Вулканиды офиолитовых зон: 1. Севанской. 2. Зангезурской. 3. Вединской. Вариационная линия Скаергаард - пунктиром, сплошной линией - поле толеитов Срединно-Атлантического хребта. Б. Диаграмма  $SiO_2$ - $FeO^*/MgO$ . Условные обозначения 1-3 те же, 4 - среднее для раннесенонских вулканидов Сомхето-Карабахской зоны. Вариационные линии базальтоидных серий: 1 - Скаергаард; 2 - о-в Макаулей (Кермадекский архипелаг); 3 - абиссальные океанические толеиты; 4 - о-в Мияке (Япония); 5 - о-в Тофуа (арх. Тонга); 6 - вулкан Асама (Япония); 7 - вулкан Амаги (Япония); 8 - вулканиды севанских офиолитов; 9 - раннесенонские вулканиды Сомхето-Карабахской зоны. Пунктиром - граница между известково-щелочными (СА) и толеитовыми (ТН) сериями (по Миасиро). В. Диаграмма  $FeO^*$ - $FeO^*/MgO$ . Г. Диаграмма  $Na_2O+K_2O$ - $(Na_2O+K_2O)$ . Поля развития вулканических пород: 1 - островных дуг; 2 - толеитов Исландии; 3 - абиссальных океанических толеитов; заштриховано поле развития щелочных базальтоидов. Приведено по С. А. Паланджяну и др. (1977) с дополнениями.

ятно, имеют не второстепенное развитие и в восточной Анатолии (Brinkmann, 1976).

Высокая подвижность щелочей в условиях зеленосланцевой и цеолитовой фаций и фации эпигенеза существенно исказили первичные соотношения их в породах. Следует думать, что размещение большинства аналитических точек по севанским вулканидам выше кривой  $\nabla - \nabla$

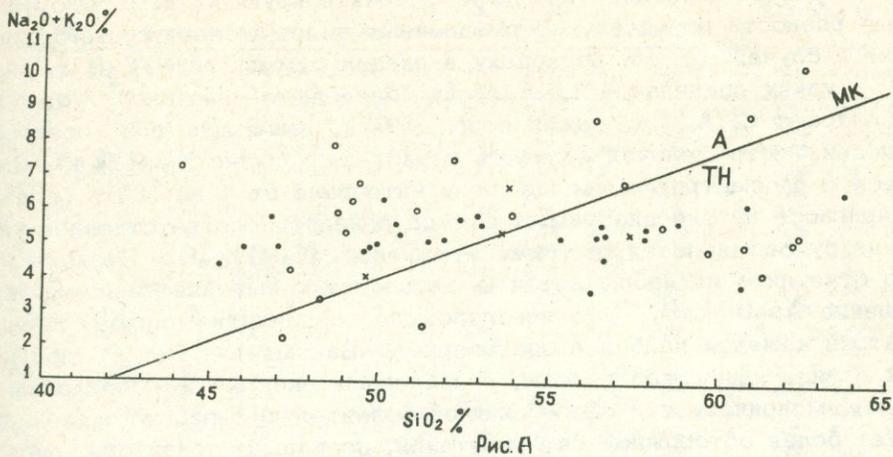


Рис. А

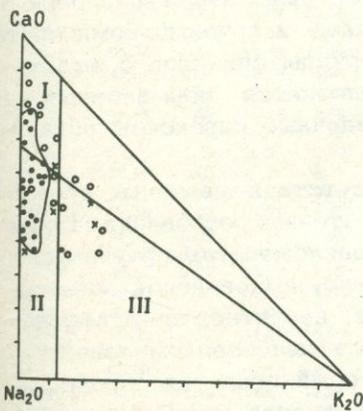
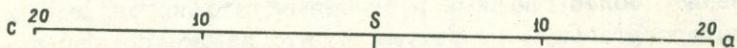


Рис. Б

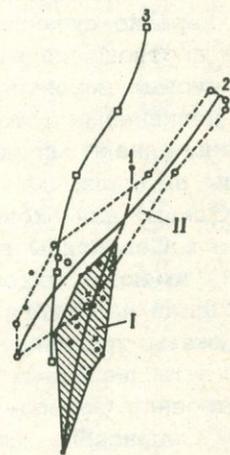
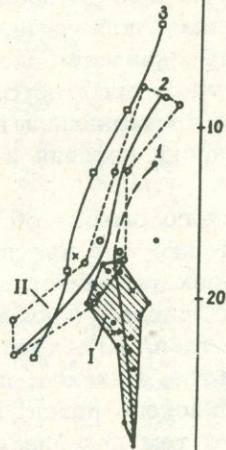


Рис. В

Рис. 16. А. Диаграмма  $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$  (условные обозначения рис. 15). Линия МК разделяет щелочные (А) серии от толеитовых (ТН). Б. Диаграмма  $CaO-Na_2O-K_2O$  для базальтоидов (условные обозначения рис. 15). Поля (по А. А. Маракушеву): 1 - первичные раннегеосинклинальные толеитовые базальты; II - спилиты; III - натровые щелочные базальты. Очерчен ареал развития фигуративных точек севанских вулканитов. В. Диаграмма по А. Н. Заварицкому для слабо измененных вулканитов офиолитов Армянской ССР. Вариационные линии: 1 - севанские вулканиты; 2 - вединские вулканиты; 3 - верхнемеловые вулканиты Северной Армении. I - ареал развития фигуративных точек севанских вулканитов; II - то же, вединских вулканитов.

верхней границы величин  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ , характеризующих неметаморфизованные разности пород всех формационных типов (Миасиро, 1975), не является случайным. Но поскольку вариации суммы  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  находятся в узких пределах — 4,5–6,0% (в "безводном" составе), т.е. как предполагают С. А. Паланджян и др. (1977), решающим для определения подвижности щелочей является колебание величин  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ , находящееся в рассматриваемом случае в интервале от 4 до 100 и более. При привносе натрия диаграмма должна показать соответственное увеличение суммы щелочей, а также отношения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ . Поскольку этого отчетливо не наблюдается и, кроме того, выясняется повышенное отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ , то предположение о спилитизации без привноса натрия кажется наиболее достоверным. Видимая на рис. 16 проекция точек в виде неширокой полосы, разделенных линией МК—Макдональда—Кацуры, эмпирической и обособляющей толеитовую серию от щелочной, требует более осторожной интерпретации, поскольку толеитовое поле занято более свежими разностями вулканитов, имеющими диабазовую и интерсертальную структуры и, что важно, потерю при прокаливании не более 5%. К верхнему же полю относятся более измененные разности, нередко существенно гиалопилитовые, в которых нарушение первичных соотношений между кремнеземом, щелочами и другими компонентами весьма вероятно. Для некоторых пород группы спилитов с высокими величинами потерь при прокаливании вычисляется нормативный нефелин, однако микроскопически нефелин и щелочные пироксены обнаружены не были.

Однако для окончательного вывода об отсутствии щелочных базальтоидов в Севанском поясе также еще нет достаточных оснований. Более того, имеются находки галек тешенитов в конгломератах граувакковой формации надофиолитового "чехла". Кроме того, в Севанской зоне обнаружены трахиандезиты (табл. 10), которые, вероятно, представляют дериваты щелочных базальтов. Наконец, щелочные базальты известны в строении Северо-Анатолийского пояса, который является продолжением Севанского. Вместе с тем преобладание в строении Севанского пояса толеитов является несомненным, чем этот пояс отличается от Вединского. Дальнейшей задачей является построение более аргументированной схемы латеральной петрохимической зональности от Севанской к Зангезурской и далее к Вединской офиолитовым зонам, так же как пополнение данных о петрохимических вариациях продуктов вулканизма по восходящему разрезу. Имеющиеся данные показывают, что в одних случаях имеется более последовательный переход от базальтов к кератофирам кровли через андезиты (скважина 1—Чатма), в большинстве же случаев переход контрастный. Наконец, в Севанской зоне в строении формации там, где мощности сингенетически сокращены, нередко обнаруживаются трахиандезиты. Андезиты имеют более широкое распространение в Зангезурской зоне, хотя здесь необходимы еще дополнительные наблюдения. Ныне можно констатировать резкое преобладание в строении офиолитовых серий региона базальтоидов. И если исключить некоторые отклонения, в петрохимическом отношении кремнисто-вулканогенные формации близки к контрастно-дифференцированным. Такова формация Севанской зоны, которая является, как было отмечено, марганценосной. Следует вместе с тем иметь в виду значительные масштабы размыва

Таблица 10

## Химический состав вулканических пород офиолитовых серий Армянской ССР

№ п/п	№ обр.	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>	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Сумма
1	Г-36/6а	41,20	3,48	19,18	3,00	9,65	н.об.	6,72,	3,74	3,20	0,80	н.об.	1,24	7,12	99,33
2	Г-10/1	42,14	1,05	15,07	11,59	1,27	0,82	8,45	8,47	3,60	0,90	0,23	1,52	7,49	100,60
3	Г-10/16	47,31	1,40	22,82	12,56	1,61	0,79	0,41	2,32	4,14	0,78	н.об.	2,36	3,50	100,00
4	667	44,02	0,42	12,95	2,95	5,31	0,16	16,04	7,55	3,90	0,65	сл.	0,86	4,31	99,12
5	5023	44,70	1,25	12,64	4,20	5,10	0,21	13,06	3,96	4,32	0,12	-	1,46	8,00	99,02
6	Г-10/266	51,22	1,11	22,13	7,49	3,45	0,17	5,53	1,98	4,80	0,16	н.об.	0,39	1,63	100,00 <sup>x</sup>
7	Г-23/3	48,07	3,48	15,65	11,85	3,02	н.об.	3,50	2,54	4,80	1,30	1,82	0,56	3,78	100,37
8	632	48,39	2,25	16,34	3,68	12,38	0,51	3,08	3,58	4,90	0,43	0,34	0,24	3,55	99,67
9	7029	49,54	1,40	16,84	3,56	7,40	0,14	4,86	4,50	5,18	0,04	-	0,57	5,40	99,43
10	910	50,13	1,52	13,39	4,12	8,11	0,22	7,18	7,67	4,25	0,75	0,07	0,15	2,88	100,44
11	1997	50,47	1,40	14,20	3,78	6,39	0,07	9,39	6,35	4,45	0,55	0,18	н.об.	2,36	99,59
12	37-6	50,80	1,30	14,92	5,82	6,46	0,21	6,96	3,84	5,40	0,24	-	сл.	3,45	99,40
13	336	51,21	1,21	17,26	7,25	5,47	0,66	3,78	5,23	5,50	0,11	0,13	0,13	1,52	99,46
14	1988	52,96	0,97	14,46	2,97	9,51	0,10	5,46	3,91	3,14	0,32	0,32	1,25	4,40	99,77
15	Г-10/22	63,22	0,29	18,81	3,33	1,15	0,18	2,21	3,24	6,50	0,04	0,17	0,13	1,38	100,65
16	P 1/1	47,90	2,04	18,24	7,71	4,06	0,21	5,92	2,97	5,00	0,33	-	1,0	4,60	99,98
17	C-100/9	41,30	1,70	14,82	10,12	4,55	0,10	8,19	8,55	3,66	0,23	-	0,35	7,15	100,72
18	C-100/1 <sup>5</sup>	53,70	1,80	19,60	5,40	1,40	0,17	4,86	3,62	2,81	1,90	-	0,50	5,10	100,86
19	C-100/20	46,83	1,73	19,84	1,12	5,41	0,15	8,20	5,54	3,68	0,19	-	1,25	5,6	96,54
20	Ш-1/4	56,60	0,98	18,24	9,46	0,49	0,07	4,03	0,72	6,10	1,85	-	-	1,90	100,44
21	Ш-21/4	55,86	1,41	16,44	5,55	3,51	1,21	1,45	5,44	3,87	2,09	0,50	0,58	2,09	100,00 <sup>x</sup>
22	Ш-23/9а	50,39	2,17	20,09	6,24	1,25	0,33	0,33	5,15	4,64	2,26	-	0,25	6,9	100,00 <sup>x</sup>
23	1853	50,57	1,65	16,00	5,08	3,33	0,07	6,85	3,37	3,36	2,95	0,80	0,57	5,12	99,72
24	A-4/6	52,39	1,55	16,85	8,09	3,06	0,42	5,08	4,56	4,20	1,10	0,46	0,53	2,07	100,36
25	1826	47,20	0,24	17,42	10,30	1,44	0,53	6,20	7,80	2,70	1,10	0,13	0,60	4,96	100,61
26	1822	49,60	0,30	19,54	8,83	1,65	0,22	5,53	3,99	3,90	2,90	н.об.	0,48	3,48	100,42
27	1765	55,50	0,18	17,43	9,19	1,51	0,22	3,01	4,20	5,00	0,15	0,25	0,26	3,56	100,46
28	D-6/7	46,50	0,67	23,04	4,04	7,45	0,40	4,55	4,17	1,90	2,00	0,23	1,04	4,03	100,02
29	D-7/5	54,33	0,42	16,52	1,89	2,87	0,24	8,74	2,57	5,40	0,20	0,30	0,36	5,92	99,76
30	D-7/7	56,04	0,52	18,50	7,76	2,30	0,20	3,50	1,66	5,60	0,50	0,32	0,42	2,47	99,79
31	Cв-1а	49,15	1,33	18,12	3,43	5,74	0,17	8,56	6,46	3,70	0,4	0,56	0,15	2,06	99,83
32	Cв-13/1	53,06	1,05	20,30	5,83	3,73	0,08	7,07	1,67	2,90	1,70	0,48	0,10	2,25	100,22
33	Cв-16/1 <sup>5</sup>	54,19	1,05	19,69	3,78	3,44	0,08	5,63	2,46	2,60	4,80	0,52	0,05	1,05	99,34
34	K-1	47,29	2,64	18,90	10,86	0,86	0,18	6,05	1,61	3,10	3,00	0,52	1,22	4,35	100,58
35	K-2	47,18	2,64	15,83	14,43	0,71	0,21	6,30	1,50	4,00	2,60	0,57	0,65	4,19	100,81
36	K-3	49,12	2,64	19,17	8,89	0,86	0,21	7,01	1,36	4,30	1,70	0,41	0,76	4,27	100,70
37	232	45,28	2,51	16,09	10,28	1,30	сл.	8,59	2,26	4,30	1,50	0,03	-	7,81	99,83
38	B-1/55	46,80	2,12	14,46	7,90	4,61	н.об.	6,88	7,62	3,00	2,06	-	2,42	2,80	100,67
39	B-1/87	46,90	2,74	14,26	5,33	5,04	н.об.	6,45	7,80	5,05	1,38	-	0,88	4,72	100,55
40	300/38	49,05	1,89	13,62	10,13	0,87	0,20	8,57	2,63	6,50	0,50	-	0,35	5,82	100,13
41	300/42	56,40	1,02	17,70	10,54	0,58	0,19	4,41	0,90	6,50	0,21	-	0,17	1,62	100,24
42	300/30	59,90	0,19	18,03	5,22	1,16	0,05	1,33	0,82	5,00	5,50	-	0,12	2,77	100,09
43	300/32	60,83	0,29	18,76	4,09	1,61	0,06	0,91	0,92	6,50	3,50	-	0,22	1,83	99,62
44	674-а	45,68	1,48	17,97	12,01	1,09	0,07	4,24	4,07	5,80	1,60	-	0,72	6,05	100,78
45	1867-а	47,72	1,48	17,63	9,09	2,12	0,03	7,21	2,48	2,75	2,80	-	1,30	5,57	100,18
46	906	55,30	0,72	16,26	4,44	3,29	0,04	4,14	5,37	2,90	2,40	-	2,06	3,74	100,86
47	2151-а	55,37	2,25	17,98	3,87	2,77	0,45	4,91	2,39	5,20	3,30	0,16	0,26	1,78	100,39
48	1394	56,18	0,69	15,09	3,28	3,44	0,10	7,00	3,77	3,40	1,20	-	1,42	5,41	100,98
49	1010	57,11	0,72	15,11	3,25	2,41	0,05	4,00	4,48	3,20	1,50	-	3,04	6,10	100,97
50	1056	57,44	0,69	17,17	0,78	2,85	0,08	4,83	3,19	3,40	1,50	-	2,87	5,78	100,68
51	1203	57,61	0,69	13,70	5,35	3,00	0,10	5,60	4,00	3,40	1,30	-	1,82	4,00	100,57

Севанский пояс (1-24): 1-диабаз, сел. Гейсу, 2, 3 - спилитовые порфиры, сел. Гейсу, 4 - спилит, южный склон г. Инагдаг, 5 - спилит, в 2,5 км св с. Дара, 6 - спилит с вариолитовой структурой, верховье р. Гейсу, 7 - спилит, Кясаман, 8 - спилит, в 1,5 км вост. пос. Сариландж, 9 - спилит, р. Даличага, 10 - диабаз (дайка), в 1,5 км св с. Караиман, 11 - спилит, верховье р. Гейсу, 12 - диабаз (дайка), в 2 км св с. Караиман, 13 - базальтовый порфирит, в 3,5 км св с. Кясаман, 14 - кварцевый диабаз, пос. Тигранаберд, скв. 123, гл. 470 м, 15 - кератофир, с. Гейсу, 16, П, 19 - спилиты, верховье р. Саринар, 18, 20 - спилитовые порфиры, верховье р. Саринар, 21 - андезит-базальт, с. Шишкая, 22 - трахиандезит-базальт, верховье р. Саринар, 23 - трахиандезит, верховье р. Ахурян св с. Дашкерти, 24 - базальтовый порфирит, в 3 км св г. Амасия.

Заңгезурский пояс (25-33): 25 - базальтовый порфирит, р. Черная, 26 - базальтовый порфирит (калцилизированный?), р. Черная, 27 - базальтовый порфирит (кварцевый), р. Черная, 28 - тешилит, р. Дэкнагет, 29, 30 - спилиты, р. Дэкнагет, 31 - спилит, 32 - андезит-базальтовый порфирит, 33 - трахиандезит, 31-33 - взяты в басс. р. Агандзугет.

Вединский пояс (34-51): 34-36 - трахибазальтовые порфиры (внешняя, средняя и внутренняя зоны шаровой лавы), низовье р. Хосров, 37 - спилитовый порфирит, низовье р. Хосров, 38-39 - тешилит, в 400 м западнее устья р. Кюсуз, 40 - диабаз, бассейн р. Кюсуз, 41 - спилит (вариолит), басс. р. Кюсуз, 42, 43 - кератофиры, бассейн р. Хосров и скв. 1 - Карабахлар, 44 - спилит, 45, 47 - трахибазальты, скв. 1 - Чатма, 46 - андезит-базальт (лавобрекчия), скв. 1 - Чатма, 48-50 - туфы андезит-базальтов, скв. 1-Чатма. Примечание: анализы №№ 4, 8, 10-14, 23 по С. А. Паладжяну, 37 - по К. А. Мкртчяну, остальные - по данным автора и Ж. О. Степанян.

x - анализы, пересчитанные на бескарбонатную основу.

кровли офиолитов в стадию формирования надофиолитового "чехла". И поскольку в составе конгломератов надофиолитового "чехла" кератофиры и андезиты встречены в большом количестве (в оболочечной фации), то можно полагать, что первичные соотношения базальтов и более кислых пород были несколько иными. Палеотектоническая интерпретация петрохимических данных не может пока претендовать на однозначность (Mi-yoshiro, 1975, Sugimura, 1960).

По комплексу признаков наиболее "океанической" является севанская и наименее - вединская вулканогенные толщи.

Базальтоидный вулканизм центрального сектора Севанского пояса сопоставим с вулканизмом островных дуг раннего этапа их развития (ТН > СА + А), а вулканизм Вединского пояса - с вулканизмом внутриконтинентальных рифтов (А > ТН >> СА). Однако эти аналогии вулканизма современных океанов и структур, где формировалась офиолитовая серия мезозоя, весьма спорны, что вытекает из всего изложенного выше материала, кроме того по результатам глубоководного бурения выясняется устойчиво толеитовая сериальность базальтоидов, также как отсутствие контрастно-дифференцированных вулканических серий в строении океанической коры современных океанов.

Петрохимическая принадлежность продуктов вулканизма зон обрамления к известково-щелочной серии, выявленная для Сомхето-Карабахской и юга Базумо-Кафанской зон (Мнацаканян, 1968) служит признаком заложения и развития вулканических прогибов в пределах континентальной коры. Как будет показано далее, пароксизмальная стадия островодужного вулканизма оказывается синхронной времени формирования надофиолитового "чехла" - вопрос, который заслуживает специального обсуждения.

Туффиты грубообломочные известковые были встречены в нескольких пунктах: по правобережью р. Гейсу, примерно в 2,5 км с-з одноименного села, а также у его северной окраины, в верховье правого притока р. Сатанахач, на северной окраине с. Караиман и в ряде других мест. Обычно туффиты (вулканические брекчии с карбонатным седиментогенным цементом) вверх по разрезу переходит в вулканические брекчии. Состав брекчий тот же, что и вмещающих эффузивов. В карбонатном цементе, где заметную долю составляет примесь мелкой вулканокластики, обычна диагенетическая доломитизация. Изредка отмечаются плохо сохранившиеся скелеты радиолярий, фораминифер. Грубообломочные туффиты выявлены, помимо Севанской зоны, в обнажениях офиолитов бассейна р. Хосров и Кюсуз Вединской зоны.

В Вединской зоне широкое развитие имеют также алевро-псаммитовые туффиты, ассоциирующие с туфами и силицитами. В разрезах скважины 1-Чатма и 1-Карабахлар они составляют до 12-30% от суммарной мощности формации.

Туффиты кремнистые алевро-пелитовые и пелитовые. Среди сургучных и красных радиоляритов местами обнаруживаются фиолетовые прослои туффитов, более шероховатых на выветрелой поверхности и менее хрупких. Под микроскопом структура алевро-пелитовая; алевритовые частицы, остроугольные по форме, при скрещенных николях как бы теряют свою обособленность от вмещающей массы, лишь иногда удается заметить более низкое двупреломление. Выявляется высокое

содержание в породе рентгеноаморфного компонента, хотя кварц все же доминирует. Кроме того, определяются гидрослюда ( $1M, 2M_1$ ), иногда хлорит (электровографией). Выход аморфного кремнезема в вытяжках из этих пород низкий. Породы эти гораздо чаще слагают "ритмиты", в строении которых наблюдается чередование радиоляриевых и пелитовых слоев мощностью до 0,8 мм. Кремнистые пелитовые туффиты в сравнении с радиоляритами имеют высокое содержание  $Al, K, Ti, Sr$  (табл. 13, 14, 17).

Кремнистые породы наибольшим распространением пользуются в Севанском поясе. Их объемы особенно значительны в саринарской "фазии" (рис. 5-8) и по ориентировочным подсчетам равны около 10 км<sup>3</sup>. Мощности кремнистых пород, достигающие 300 м, составляют треть от суммарной мощности формации. Количество кремнистых пород сокращается в западном секторе Севанской зоны. В Зангезурской зоне кремнистые породы имеют немалое развитие. Соотношение их с вулканитами местами достигает 1:7, при этом, помимо радиоляритов, встречаются спонголиты-радиоляриты и спонголиты. Сравнительно меньшее развитие кремнистые породы имеют в Вединской зоне, составляя менее 10% от суммарной мощности формации. В керновом материале скважины 5-Маркара кремнистые породы отсутствуют. В центральном секторе скважинами (1-Чатма и 1-Карабахлар) вскрыты многочисленные пачки радиоляритов, глинисто-кремнистых пород, составляющих до 4 % от общей мощности формации. По правобережью среднего течения р. Кюсюз радиоляриты слагают несколько пачек, одна из них, мощностью 16 м, (рис. 13) прослеживается на 200-400 м по простиранию.

Кремнистым породам показательна ритмичность строения. Обычно разнотипные силициты упорядоченно размещаются по восходящему разрезу. Такая последовательность повторяется неоднократно. Наиболее яркие примеры ритмичности силицитов и наиболее полный "комплекс" ритмопачек можно видеть в зоне максимальных мощностей кремнисто-вулканогенной формации Севанского пояса, в верховье рек Саринар, Сатанахач (Гюней) и Шишкая. В зонах сокращенных мощностей мощности отдельных "элементов ритма" и суммарные мощности ритмопачек оказываются сравнительно меньшими.

В ритмично слоющихся силицитах можно выделить ритмы разного порядка.

Микроритмичность - чередование слоев (0,1-0,8 мм), насыщенных радиоляриями, и микрозернистого кремнистого вещества, в ряде случаев с реликтовой органогенной структурой. Заметная примесь алевро-пелитовой пирокластике может усложнить обычный ритм чередования. Микрослоистость подчеркивается неравномерным распределением пигментирующих кремнезем окислов железа и марганца и некоторыми минеральными новообразованиями (гидрослюдой, карбонатными минералами и др.).

Тончайшая ритмичность - чередование слоев мощностью от 0,3-0,5 см до 1-5 см, обогащенных раковинами и их детритом, со слоями, состоящими из микрозернистого кварца, содержащими либо пирокластическую оглиненную примесь, либо карбонатный материал. Причины тончайшей слоистости различные: ритмичность поступления масс того или иного компонента осадков, неравномерность осаждения и пе-

Таблица 11

Химический состав андезито-базальтовых и андезитовых туфов, гиадокластитов  
и силицитов Вединской офиолитовой зоны

№ п/п	Компоненты в %													
	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>	п.п.п.	H <sub>2</sub> O	Сумма
1	57,11	0,72	15,11	3,25	2,41	0,05	4,00	4,48	3,20	1,50	-	6,10	3,04	100,97
2	57,61	0,69	13,70	5,35	3,00	0,10	5,60	4,00	3,40	1,30	-	4,00	1,82	100,57
3	56,18	0,69	15,09	3,28	3,44	0,10	7,00	3,77	3,40	1,20	-	5,41	1,42	100,98
4	55,57	0,69	15,02	4,19	1,89	0,09	7,11	3,81	2,20	1,90	0,09	6,52	1,02	100,10
5	57,44	0,69	17,17	0,78	2,85	0,08	4,93	3,19	3,40	1,50	-	5,78	2,87	100,68
6	60,91	0,95	14,85	1,85	4,45	0,07	1,54	3,93	3,92	1,70	0,19	5,44	н.о.	99,80
7	56,74	0,62	13,34	5,60	1,75	0,19	5,88	2,10	2,00	0,62	-	10,23	1,88	100,95
8	54,82	0,62	13,76	5,60	1,75	0,15	6,72	2,06	1,75	2,00	0,08	8,07	1,82	99,20
9	35,97	2,64	11,12	9,36	2,36	0,15	11,43	8,91	0,75	3,00	-	13,50	1,62	100,81
10	42,62	2,50	15,35	8,69	1,43	0,11	6,30	8,04	0,80	0,40	-	12,21	н.о.	99,15
11	85,76	0,49	0,16	1,30	-	0,01	6,02	1,37	0,17	0,25	-	5,23	0,08	100,84
12	90,52	0,13	3,79	1,15	0,14	0,01	0,92	0,42	0,57	0,62	-	1,73	0,14	100,14
13	69,47	0,45	7,86	3,32	0,43	0,12	6,51	1,51	1,20	1,45	0,17	7,48	н.о.	99,97
14	69,74	0,66	11,47	4,80	0,65	0,10	2,00	1,82	1,10	2,20	-	4,14	1,86	100,54
15	42,20	0,13	5,57	2,50	-	0,09	26,53	0,50	1,75	0,15	-	21,16	0,04	100,62
16	92,00	-	1,02	3,27	0,56	-	0,23	2,40	0,12	0,05	-	0,70	0,30	100,65

1. Туф лито-кристалло-витрокластический, крупноравлевитовый. Обр. 1010. Скважина у с. Двин (№ 1-Чатма).
2. Туф лито-кристалло-витрокластический, псаммитовый. Обр. 1203. Скважина у с. Двин (№ 1-Чатма).
3. Туф лито-кристалло-витрокластический, крупноалевритовый. Обр. 1394. Скважина у с. Двин (№ 1-Чатма).
4. Туф лито-кристалло-витрокластический, мелкоалевритовый. Обр. 2191. Скважина у с. Двин (№ 1-Чатма).
5. Гиадокластит псаммитовый. Обр. 1056. Скважина у с. Двин (№ 1-Чатма).
6. Туф лито-кристаллокластический, крупноалевритовый. Обр. 1360. Скважина у г. Веди.
7. Туф аповитрический, пелитовый. Обр. 305/19. Район развалин с. Азизкенд.
8. Туф аповитрический, пелитовый. Обр. 308/7. Район развалин с. Азизкенд.
- 9, 10. Шлаковый гиадокластит псефо-псаммитовый. Обр. 1116, обр. 1059а, Скважина у г. Веди (№ 1-Карабахлар).
11. Яшма, Обр. № 301-1а, Бассейн р. Кюсуз.
12. Яшма, обр. № 304-12а, бассейн р. Кюсуз.
13. Глинистая яшма, Обр. № 941, Скважина у г. Веди (№ 1-Карабахлар).
14. Глинистая яшма, Обр. № 1727, Скважина у с. Двин (№ 1-Чатма).
15. Известковая яшма, Обр. № 300-42, Бассейн р. Хосров.
16. Силицит глобулярной структуры. Обр. № 1ж, Левобережье среднего течения р. Кюсуз.

Таблица 12  
Химический состав туфов и гиадокластитов кремнисто-эффузивной формации Севанской  
офиолитовой зоны

№ обр.	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>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Сумма
С-101/5	73,28	0,66	13,04	1,63	2,41	0,18	1,05	2,36	0,74	2,30	0,02	-	0,13	3,00	100,80
С-100/32а	69,07	0,66	14,64	1,40	4,68	0,19	0,70	3,44	0,80	1,90	-	-	0,20	2,76	100,44
Г-10/22	63,22	0,29	18,81	3,33	1,15	0,18	2,21	3,24	6,50	0,04	0,17	-	0,13	1,38	100,65
Г-18/2	36,26	1,25	14,35	9,20	1,44	0,22	16,60	4,00	3,90	0,70	0,50	10,01	1,34	-	99,77
Г-10/266	47,08	1,02	20,35	6,88	3,17	0,15	10,01	1,82	4,40	0,15	-	3,87	0,30	1,41	100,61
Г-10/20	27,06	1,22	17,65	4,20	3,60	0,09	20,06	2,32	1,40	1,80	1,38	15,22	1,53	3,23	100,76
С-100/32	30,80	1,15	8,66	2,87	1,40	0,21	26,91	2,97	1,10	1,05	н.оп.	н.оп.	0,10	23,20	100,42
Ш-23/8	40,00	1,11	11,40	6,40	3,64	0,19	16,80	5,40	3,70	0,45	0,25	9,90	0,20	1,10	100,54
Ш-23/9а	42,30	1,82	16,87	5,24	1,05	0,28	9,07	4,32	3,90	1,90	н.оп.	н.оп.	0,40	12,90	100,05
Г-23/3	48,07	3,47	15,65	11,85	3,02	-	3,50	2,54	4,8	1,3	1,84	н.оп.	0,56	3,78	100,38

Обр. № С-101/5, С-100/32а, С-100/32, туфы липарито-дацитового состава, алевро-псаммитовые, бассейн верховья р. Саринар (№ С-100/32 - карбонатизированная разность).

Обр. № Г-10/22 - туф псаммо-гравийный, дацитовый, в 1 км с.-з. с. Гейсу.

Обр. № Г-18/2, Г-10/20 - карбонатизированные туфы базальтоидов (бассейн рек Гейсу и Шишка).

Обр. № Г-10/266 - вулканические брекчи спилитовых порфиритов (бассейн р. Гейсу).

Обр. № Ш-23/9а, Ш-23/8, Г-23/3 - гиадокластиты (бассейн р. Саринар и северная окраина с. Кясаман).

Таблица 13  
Химический состав силицитов и кремнистых пелитовых туффитов Зангезурской офиолитовой зоны

№ п/п	№ обр.	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	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	Сумма
1.	ч-66/1 <sup>С</sup>	92,04	н.об.	3,12	1,01	0,71	0,15	1,09	1,04	0,04	1,34	0,06	0,13	н.об.	100,73
2.	ч-66/1 <sup>К</sup>	89,10	н.об.	4,23	2,09	0,28	0,09	1,05	0,96	0,13	1,75	0,14	0,65	н.об.	100,47
3.	ч-66/1 <sup>Ж</sup>	76,04	0,99	6,21	6,87	1,56	0,56	1,16	2,47	0,73	3,31	0,06	0,52	н.об.	100,48
4.	ч-66/13	88,67	н.об.	2,55	6,65	0,14	н.об.	0,71	0,49	0,08	0,48	0,06	0,9	н.об.	100,73
5.	ч-21 <sup>Г</sup>	69,29	0,27	6,74	12,52	2,24	0,28	1,55	2,57	0,29	2,70	-	1,50	н.об.	99,95
6.	ч-3 <sup>В</sup>	81,64	0,16	5,28	3,64	1,58	0,07	3,23	1,25	0,22	2,18	0,60	0,90	н.об.	100,75
7.	ч-21	73,25	0,23	4,78	16,03	0,43	0,42	1,23	1,43	0,08	1,02	0,01	1,50	н.об.	100,41
8.	ч-21 <sup>Г-1</sup>	73,05	0,23	6,31	10,02	2,78	0,58	1,16	3,32	0,12	1,51	0,25	1,10	н.об.	100,38

Базумский хребет, бассейн р. Черная.

Микрзернистые силициты с редкими раковинами радиоларий (ч-66/1<sup>С</sup>, ч-66/1<sup>К</sup>).

Субрадиолариты железисто-кремнистые (ч-66/1<sup>Ж</sup>).

Силицит с глобулярной структурой (ч-66/13).

Радиоларит брекчированный с малой примесью пирокластики (ч-3<sup>В</sup>).

Кремнистые пелитовые туффиты (ч-21<sup>Г</sup>, ч-21<sup>Г-1</sup>, ч-21).

реосаждение осадка наддонными течениями, неравномерное поступление и осаждение кремнезема гидротерм. Сходный тип слоистости имеют силициты Северных Апеннин, гор Отриса (Греция) и ряда других регионов (Garrison, 1974).

Мелкая ритмичность – упорядоченное чередование разных по составу силицитов: глинистых и кремнистых радиоляритов (и апорадиоляритов), марганцевистых и железистых радиоляритов, известковистых радиоляритов и микрозернистых известняков и т. п. при мощности слоев от 5–10 до 20 см.

Мезоритмичность – упорядоченное чередование разных по строению и составу пачек и пакетов кремнистых и прочих ассоциирующих с ними осадочных пород мощностью от 1–5 м до 10–15 м. Строение ритмопачек отображено на рис. 17.

Крупная ритмичность (макроритмичность) – чередование по восходящему разрезу нескольких мезоритмов. Суммарная мощность макроритмов достигает 10–30 м, иногда 50–80 м.

Наконец, выделяются неупорядоченное ритмичное чередование кремнистых пачек с одним или несколькими потоками эффузивов (рис. 6, 8, 9, 17).

Перейдем к характеристике главных типов силицитов.

Марганцевистые (железисто-марганцевистые) радиоляриты обнаружены в зоне максимальных мощностей формации в близводораздельной части Севанского хребта (рис. 5–8). Черные с металлическим блеском эти породы чередуются с красными яшмами на склонах глубоких ущельев рр. Саринар и Сатанахач. Марганцевистые силициты представляют перспективное сырье для комплексного извлечения марганца и чистого кремнезема. Мощность пачек марганцевистых радиоляритов колеблется в широких пределах – от 1–2 до 15–20 м, по простиранию они обычно выклиниваются либо смещены поперечными сдвиговыми нарушениями. В зоне максимальной мощности формации насчитывается до восьми таких пачек. Прерывистые единичные пачки марганцевистых радиоляритов, мощностью не более 15 м, прослеживаются в зоне сокращенных мощностей формации – в низовье бассейна р. Гейсу и у с.-з. окраины одноименного села.

Марганцевистые радиоляриты – породы средне-тонкослоистые, нередко с пропластками микрозернистых кремней, пигментированных марганцем, кремнистых пелитовых туффитов, иногда ярко-красных кремней глобулярной структуры.

Марганцевистые радиоляриты хрупкие, имеют раковистый излом, на свежем склоне они темно-коричневатые. Переход от сургучных яшм к марганцевистым радиоляритам местами представлен тонкополосчатой разностью, состоящей из чередующихся черных и красных разностей мощностью 0,5–1,5 см. Окиси Mn и Fe интенсивно пигментируют микрозернистую кварцевую массу межраковинного пространства. Породе обычно секут мелкие прожилки, выполненные мелкозернистым кварцем и более поздними примазками окислов марганца. Содержание большого количества малых элементов группы железа обычно на порядок выше, чем в кремнисто-железистых радиоляритах (табл. 17). Под микроскопом структура органогенная, органогенно-микрозернистая, текстура однородная, нередко микрослоистая. Под электронным микроскопом (угольные

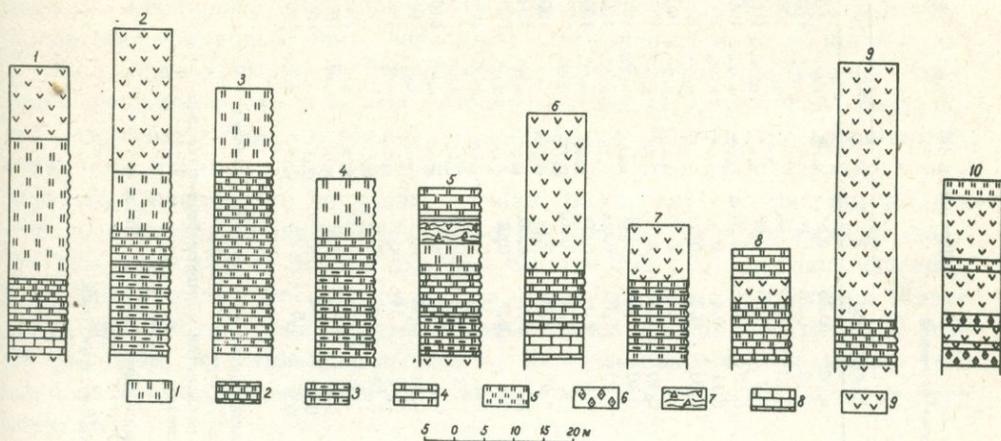


Рис. 17. Типы ритмопачек силицитов и вулканитов.

1. Темно-коричневые и черные марганцевистые силициты (радиоляриты, апорадиоляриты) с пропластками микрозернистых кремней, кремнистых пелитовых туффитов и изредка мясокрасных глобулярных кремней. 2. Сургучные и красные железисто-кремнистые силициты (радиоляриты и апорадиоляриты) с пропластками микрозернистых кремней. 3. Коричневато-красные глинистые силициты (радиоляриты и апорадиоляриты), чередующиеся с кремнистыми пелитовыми туффитами и светлыми кремнистыми радиоляритами. 4. Розоватые известковистые и кремнистые радиоляриты (с примесью игл губок), с прослоями микрозернистых кремне-известняков. 5. Чередование крепких плотных сургучных железисто-кремнистых и ноздреватых серых силицитов (микрозернистых с примесью радиолярий, изредка радиоляритов) с прослоями красных глобулярных гематитовых силицитов. 6. Вишнево-красные, красные глобулярные кремни с высоким содержанием гематита. 7. Красно-бурые и сургучные брекчии (конседиментационные) силицитов (радиоляритов и др.) с кварц-халцедоновыми прожилками. 8. Розоватые известняки микрозернистые, кремне-известняки с примесью радиолярий и фораминифер, известковистые радиоляриты. 9. Эффузивные породы (спилитовые порфириты, диабазы, спилиты, базальтовые порфириты).

Объяснения к номерации колонок:

№ 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 9 — фрагменты разреза кремнисто-эффузивной формации бассейна верховья р. Саринар; № 5 — разрез у с.-з., окраины с. Гейсу, Севанский хребет, Севанский офиолитовый пояс. № 10 — фрагмент разреза кремнисто-эффузивной формации бассейна р. Черная, Базумского хребта, Зангезурский офиолитовый пояс.

реплики) обнаруживается структура, переходная от петельчатой к субновакулитовой либо к псевдоглобулярной.

Мелкие линзы этих пород были также встречены в бассейне р. Черная на Базумском хребте и в бассейне р. Агандзугет, в верхней секции кремнисто-вулканогенной формации Зангезурской зоны.

Железисто-кремнистые радиоляриты и субрадиоляриты.

Химический состав силицитов и кремнистых туффитов кремнисто-эффузивной  
формации Севанского офиолитового пояса

Таблица 14

№ п/п	№ обр.	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	H <sub>2</sub> O	л.п.п.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	Сумма
1	C-100/7	82,49	н.об.	2,22	1,80	н.об.	1,27	1,12	0,40	0,07	0,18	н.об.	0,25	н.об.	н.об.	н.об.	99,80
2	C-100/7 <sup>1</sup>	82,16	н.об.	1,90	1,05	0,14	4,0	0,68	0,11	0,05	0,35	0,13	0,25	0,03	н.об.	н.об.	100,85
3	C-100/8	84,09	0,19	3,13	6,05	0,14	6,06	0,34	0,11	0,06	н.об.	0,15	0,5	н.об.	н.об.	н.об.	100,82
4	C-100-9	80,01	0,29	6,00	7,2	н.об.	4,02	0,95	0,09	0,05	1,05	0,3	0,85	0,03	н.об.	н.об.	100,84
5	C-100/12	87,07	н.об.	4,32	3,00	н.об.	2,8	1,00	0,22	0,06	1,04	0,18	0,8	0,03	н.об.	н.об.	100,52
6	C-100/24	80,85	н.об.	7,42	2,69	0,28	5,54	0,59	0,63	0,17	2,01	0,11	0,4	0,02	н.об.	н.об.	100,71
7	C-100/20	84,03	н.об.	5,25	6,6	н.об.	1,56	0,59	0,43	0,18	1,16	0,06	0,46	0,03	н.об.	н.об.	100,35
8	C-46 <sup>Г</sup>	84,06	0,12	5,12	4,5	н.об.	1,85	0,44	1,77	0,19	1,63	-	1,00	н.об.	0,11	н.об.	100,79
9	Г-10/9	79,05	0,16	7,11	5,75	0,14	1,95	1,02	1,25	0,32	2,02	0,40	1,50	н.об.	0,05	н.об.	100,72
10	Г-10/16	76,16	н.об.	5,05	9,15	0,14	4,85	0,81	0,28	0,31	2,18	0,40	1,40	0,04	н.об.	н.об.	100,72
11	C-100/К	83,12	0,34	4,07	2,15	0,90	0,21	1,54	2,89	0,18	2,94	0,40	1,70	н.об.	0,18	н.об.	100,62
12	C-100/17	81,53	0,49	9,13	1,71	0,28	0,09	0,43	2,1	0,11	2,05	0,43	2,1	0,02	0,05	н.об.	100,52
13	C-48 <sup>б</sup>	90,05	0,12	4,11	1,73	0,16	0,69	0,44	1,07	0,08	1,00	-	1,00	н.об.	0,17	н.об.	100,62
14	Г-10/14	71,38	0,35	13,56	4,79	0,28	0,16	0,71	1,69	0,43	2,48	1,0	3,70	0,12	0,11	н.об.	100,76
15	Г-10/15	82,03	н.об.	3,12	2,42	0,71	0,10	0,56	н.об.	0,12	0,77	0,25	0,53	н.об.	н.об.	н.об.	100,61
16	A-1/2	89,65	н.об.	1,60	2,32	0,43	0,71	1,33	1,35	0,16	1,68	0,6	0,8	0,02	н.об.	н.об.	100,65
17	A-4/4 <sup>б</sup>	89,91	н.об.	1,85	2,13	0,43	0,09	0,63	2,35	0,16	1,52	0,6	1,1	0,03	н.об.	н.об.	100,70
18	C-100/10	80,61	0,39	7,33	7,65	0,14	0,77	0,78	0,74	0,08	1,10	0,22	1,0	0,02	0,05	н.об.	100,88
19	C-100/12	86,62	н.об.	5,22	4,4	н.об.	0,56	0,64	0,43	0,07	0,61	0,8	0,8	н.об.	н.об.	н.об.	100,15
20	P-9/1	90,70	0,10	2,00	2,00	1,76	0,30	0,84	0,40	0,20	1,00	0,10	0,45	н.об.	н.об.	н.об.	99,85
21	Ш-5/2	83,76	н.об.	7,80	2,40	1,05	0,10	1,40	0,45	0,30	1,50	0,20	1,10	н.об.	н.об.	н.об.	100,06
22	C-100/1	76,29	0,26	4,76	11,95	0,14	3,72	1,52	0,34	0,14	1,07	0,19	0,33	0,02	н.об.	н.об.	100,73
23	C-100/2	71,01	0,39	6,18	19,36	0,56	0,14	0,49	1,02	0,11	1,04	0,13	0,40	н.об.	н.об.	н.об.	100,83
24	C-100/27	69,02	н.об.	4,07	1,25	0,14	20,18	0,87	0,05	0,22	3,65	0,97	0,4	0,03	н.об.	н.об.	100,85
25	C-48	71,00	0,35	15,15	4,35	0,32	0,22	0,59	1,42	0,16	2,67	0,53	3,62	н.об.	0,05	н.об.	100,43
26	A-1/6	82,05	н.об.	5,78	4,84	0,14	0,71	1,12	1,32	0,48	2,06	0,6	1,5	н.об.	н.об.	н.об.	100,60

Примечание. 1. Обр. № п/п 1-10 марганцевистые радиоляриты и радиоляритово-микрозернистые ритмиты, Севанский хребет, бассейн р. Саринар (№ С-100/п и С-46г, С-48б) и район с. Гейсу (№ Г-10/п).

2. Обр. № п/п 11-17 микрозернистые кремни (яшмы) с реликтами радиолярий и радиолярито-микрозернистые ритмиты (№ А1/2, 4/4<sup>б</sup> район Меграшатского хребта, г. Амасия).

3. Обр. № п/п 18, 19 глинистые радиоляриты.

4. Обр. № п/п 20, 21 - фтанитоиды (микрозернистые с остатками радиолярий, район с. Шишка и бассейн р. Саринар).

5. Обр. № п/п 22, 23 - эксгалиционно-осадочные кремни с глобулярной структурой.

6. Обр. № п/п 24-26 - кремнистые пелитовые туффиты.

Красные, сургучные яшмы имеют прикладное значение в качестве подпочного материала. Возможно их применение и в других целях: в производстве мозаичных плит, пигментов, абразивных материалов и т. д.

Железисто-кремнистые радиоляриты, которые распространены наиболее широко, имеют красный, кирпично-красный, "сургучный" цвет, слоистость тонкую, горизонтальную, выдержанную, иногда с выклиниванием отдельных слоев либо расщеплением одного слоя на несколько менее мощных. Поверхность наложения ровная, реже слабо волнистая; на нижней поверхности наложения встречаются реликты ряби течений с диаметром овалов от 2 до 3-8 см, при высоте 2-3 см. Нередки примеры конседиментационного смятия осадка, микроразрывов и сбросов. Железисто-кремнистые радиоляриты в ритмопачках силицитов (рис. 17) имеют наиболее значительную мощность. В зонах сокращенных мощностей железисто-кремнистые радиоляриты слагают маломощные линзы в вулканитах.

Структура под микроскопом органогенная, органогенно-микрозернистая, реликтовая ("тени", "следы" радиолярий). Нередко органогенная структура в одном и том же слое сменяется микрозернистой без видимых реликтов скелетов радиолярий. Текстура однородная, нередко микрослоистая, микроволнистая, конседиментационно-брекчиевидная, брекчированная, вблизи участков разломов сланцеватая. Раковины спумеллярий и населлярий сложены, как и цемент, микрозернистым кварцем, но изредка и халцедоном. Бурые окислы железа неравномерно пигментируют полости скелетов, концентрируются по внешнему их контуру, сосредотачиваются вдоль микрослоек, выполняют контакты микрозернистых кварцевых частичек. По мере усиления степени деформированности породы железистый пигмент сосредотачивался в полостях между обломками в брекчированных радиоляритах либо выносился за пределы слоя. Порода теряет интенсивность окраски и нередко первоначальную структуру. Депигментация иногда сконцентрирована на микроучастках в виде светлых серо-желтоватых микроовалов и вытянутых полос "пальцев" длиной до нескольких сантиметров.

Трещины в породе выполнены мелкозернистым кварцем, гидрослюдой, иногда хлоритом и рудным компонентом. Характерна кальцитизация основной массы и раковины. В приразломных участках обнаружены апорадиоляриты с новообразованиями граната (гранатсодержащие яшмы).

В Вединской зоне железисто-кремнистые силициты имеют менее широкое распространение: преобладают известковистые радиоляриты и кремнистые радиоляриты с заметной примесью игл кремневых губок. Эти отложения характеризуют менее глубоководные условия накопления. Радиоляриты кирпично-красные и светло-розовые, состоят из микро- и кришто-кристаллического кварца, тонкораспыленного гематита и остатков радиолярий, нередко спикул кремневых губок, фораминифер. Интервалами можно наблюдать ритмичное строение пакета из известковых яшм в основании, далее кремнистых радиоляритов и, наконец, маломощных глинистых разностей в кровле. Нередки также примеры ассоциации радиоляритов с тонкослоистыми микрозернистыми известняками, которые развиты обычно в основании пачки радиоляритов.

Глинистые радиоляриты. Наиболее мощные пачки их встречаются в Севанской зоне. В зоне максимальных мощностей формации гли-

нистые радиоляриты чередуются с серыми слабожелезистыми кремнистыми радиоляритами, занимая среднее либо базальное положение в ритмопачках. Порода менее крепкая, чем прочие радиоляриты, слоистость тонкая (0,5–1,5 и 3–5 см), но нечеткая. Цвет коричневатый с красноватым оттенком. Под микроскопом структура органогенно-алевропелитовая, текстура микрослоистая. Содержание глинистой примеси достигает 10–15% породы, состав ее гидрослюдистый (гидрослюда 1M и 2M<sub>1</sub>). В химическом составе породы (табл. 14) высокое содержание глинозема прямо коррелируется с содержанием калия. В Вединской зоне глинистые радиоляриты имеют подчиненное значение. Отметим, что глинистый компонент представлен также гидрослюдой 1M и 2M<sub>1</sub>.

Кремнистые радиоляриты ритмично чередуются с глинистыми радиоляритами, они тонкослоисты (3–5 см), очень крепкие. Цвет серый, желтовато-серый, на выветрелой поверхности – пятнисто-розоватый. Структура от микрозернистой до органогенной, текстура однородная.

Известковые радиоляриты состоят из микрозернистого кальцита и в разной степени кальцитизированных раковин радиолярий. Под микроскопом микрослоистость обусловлена неравномерным распределением радиолярий, их детрита и усилена пигментом окислов железа. Структура органогенная, органогенно-микрозернистая. Текстура гораздо чаще микрослоистая. Слойки имеют мощность 0,3–0,8 мм и объединены в пакеты мощностью в 5–10 см.

Фтанитоиды слагают маломощные (0,2–0,5 м, реже до 1,5 м) линзы и прослои среди радиоляритов и прочих силицитов. Встречаются они в средней секции разреза формации района Севанского хребта. Темно-серые, зеленые, темно-зеленые, окраска сгущается к середине линз, слоистость тонкая, горизонтальная. Переходы к яшмовым радиоляритам резкие. Под микроскопом структура органогенно-микрозернистая. Из органических остатков отмечаются радиолярии, иногда иглы губок. По сравнению с яшмовыми радиоляритами показательное повышенное содержание во фтанитоидах закисного железа (табл. 14), а также C<sub>орг</sub>, обращает внимание низкое содержание Mn, Ti, V, Ca, Ni (табл. 17).

Спонголиты слагают редкие и тонкие прослои среди микрозернистых кремней и радиоляритов в бассейне р. Черная (Зангезурская зона). Желтовато-серые, тонкослоистые породы. Структура органогенно-микрозернистая. Помимо игл губок, встречаются редкие скелеты радиолярий. Спонголиты выявлены также в агандзугетских выходах офиолитов.

О силицитах – включениях. Кремнистые "прокладки" и мелкие линзочки, прихваченные эффузивами, обычно лишены органогенной структуры. В химическом их составе выявляются повышенные содержания Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, K<sub>2</sub>O (табл. 15). Под микроскопом в приконтактных частях с эффузивами силициты ожелезнены, в глинистых разностях развивается хлорит, известковые силициты ожелезнены и перекристаллизованы.

Можно полагать, что с растворением в интерстиционных водах газовой компоненты остывающих лав (CO<sub>2</sub>, Cl) происходит повышение их кислотности. Это способствует переводу в раствор из вмещающих осадков CaCO<sub>3</sub> окислов железа и марганца. Температурное воздействие лав

Таблица 15

Химический состав мелких линз и "рубашек" кремней и известняков в потоках основных эффузивных пород и основных вулканитов "загрязненных" кремнистым веществом

№ обр.	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>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	н.п.п.	Сумма
Г-20/2	65,00	0,36	10,30	12,00	1,40	0,39	2,24	2,16	0,80	2,50	0,14	-	0,40	3,00	100,69
Ш-23/6	50,00	1,29	19,20	4,80	1,40	0,90	6,80	4,10	3,70	1,50	0,12	4,40	0,30	2,00	100,51
Ш-21/1	5,22	н.об.	1,17	2,60	0,28	0,22	49,70	2,40	0,18	0,40	0,23	36,70	0,05	1,00	100,15

Г-20/2 - сидицит, заключенный в эффузивной породе, с. Шишкая.

Ш-23/6 - основная эффузивная порода с диспергированным в ней кремнистым (радиоляриевым) материалом, бассейна р. Саринар.

Ш-21/1 - известняк кристаллический, "прихвачен" эффузивной породой, с. Шишкая.

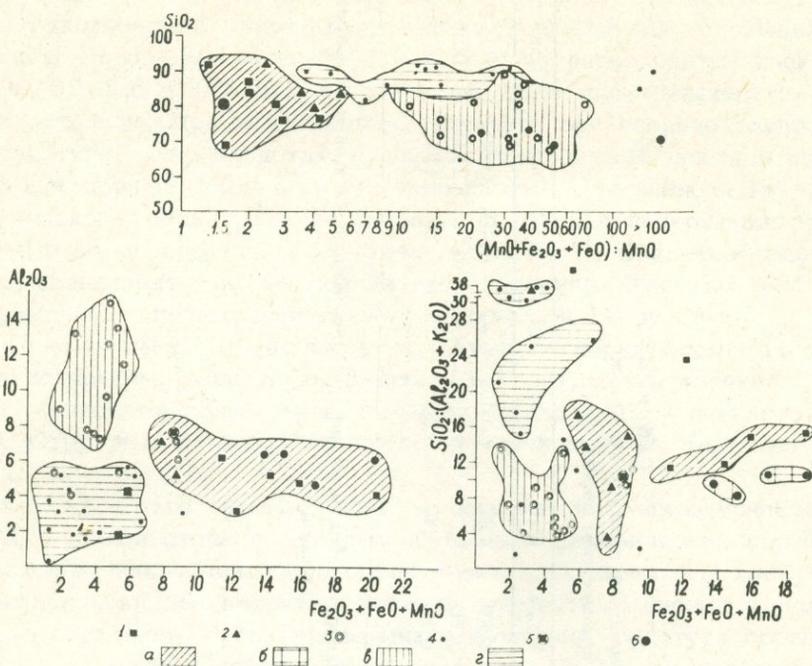


Рис. 18. Диаграмма химического состава силицитов и кремнистых туффитов.

1. Железисто-марганцевистые силициты (содержание  $MnO > 2\%$ ). Силициты с содержанием  $MnO$  от 1 до 2%. 3. Кремнистые пелитовые туффиты и туффито-силицитовые ритмиты. 4. Высококремнистые силициты (радиоляриты, апордиоляриты и микрозернистые кремни). 5. Марганцевистые туффито-силицитовые ритмиты. 6. Железистые силициты и туффито-силицитовые ритмиты (содержание  $Fe_2O_3 > 10\%$ ). Буквенные обозначения: а, б – поле металлоносных и субметаллоносных силицитов, в – поле туффитов и туффито-силицитовых ритмитов, г – поле высококремнистых силицитов (с низким содержанием марганца и железа).

на осадки ограничивается узкой приконтактной полосой (ввиду высокой теплопроводности илов) и выражено перерастворением аморфного биогенного кремнезема раковин.

Кремнистые породы с глобулярной структурой (эксгальсионные кремни). Встречены по всему протяжению Севанской зоны. Морфология эксгальсионных кремней пластообразная и линзовидная. Встречаются также секущие тела, мощностью не более 0,5–0,7 м. Гораздо чаще это тонкие (1–5 см) пропластки среди радиоляритов, особенно заметные на черном фоне марганцевистых радиоляритов. Цвет их мясо-красный, красный, оранжево-красный, крепость высокая, намного превышающая крепость радиоляритов.

Под микроскопом (при одном никеле) обнаруживаются реликты глобулярной структуры, в значительной мере затушеванные последующими

процессами раскristаллизации кремнезема. Структура основной массы микро-мелкозернистая, состав кварцевый. Бурые и красные окислы железа подчеркивают элементы первичной глобулярной структуры. Породу секут многочисленные прожилки кварца с оторочкой халцедона. Реликты раковинного материала отсутствуют. Химический состав эксгалляционных кремней прост. Обычно они состоят из кремнезема и окисного железа, крайне незначительную примесь составляют: алюминий, щелочи и малые элементы (табл. 11, 14). При повышенной железистости эти породы представляют определенный интерес как пигменты. Мелкие их выходы обнаружены в бассейнах рек Ахурян и Саринар и в других пунктах. Значительное проявление гематитовых яшм известно на северных склонах Баумского хребта (ущ. Арчидзор). Глобулярные (эксгалляционные) кремни изредка встречаются и в Вединской зоне. Это ярко-желтые породы, слагающие тонкие слои (до 10 см) и пропластки среди сургучных яшм, а иногда и среди окремнелых мелкозернистых известняков (левобережье среднего течения р. Кюсуз, правобережье р. Веди, "Коралловый" овраг). Ярко-желтые яшмы местами сменяются пятнисто-голубоватыми разностями.

Брекчии силицитов с гидротермальным кварц-халцедоновым цементом. Выходы яшмовой брекчии обнаружены в нескольких пунктах южного склона Севанского хребта (сс. Гейсу, Кясаман и др.). Брекчии слагают прерывистые зоны сз простирания и близвертикального падения. Мощность таких зон не превышает 3-5 м. Угловатые обломки яшм, состоящих из радиоляритов и мелкозернистых сургучных яшм, скреплены кварц-халцедоновым цементом сферолито-крустификационной структуры. Температура гомогенизации двуфазных включений в кварце определяется в 240-260°C, более поздних включений вдоль трещин - в 100-115°C и мелких однофазных включений - в 60-70°C.

Данные морфологии и состава говорят о том, что брекчии приурочены к конседиментационным разломам, в пределах которых происходит подъем гидротерм и их разгрузка.

Марганцевые руды. Проявление марганцевых руд обнаружено в нескольких пунктах в пределах саринарской "фашии". Это мелкие линзы мощностью 0,1-0,3 м, в раздувах до 0,4 м, изредка до 1 м, а также гнезда и прожилки среди вмещающих силицитов. Представлены тонкозернистым агрегатом окисных соединений марганца. Состав полиминеральный: браунит, гаусманит при подчиненном значении якобсита, криптомелана. Сопутствует им более поздний гематит, встречаются также силикаты марганца. Структуры руд колломорфные и кристаллозернистые. В основной рудной массе нередки реликты раковин радиолярий. Согласно вмещающим породам залегание руд, а также сонахождение с марганцевистыми радиоляритами указывают на их общность по источнику рудного вещества. По мнению Л. П. Яшвили, рудообразование происходило на относительно больших глубинах при некотором недостатке кислорода; в этих условиях, из просачивающихся гидротерм, выпал манганит, при региональном метаморфизме преобразованный в браунит. Якобсит, гаусманит и марганцевые силикаты (пьемонтит) образовались, возможно, при пирометаморфизме на контактах с эффузивами. Марганцевые окисные руды линзовидной морфологии, согласно залегающие среди радиоляритов, известняков и вулканитов, известны

также на юге Зангезурской офиолитовой зоны, в бассейне р. Агандзугет. В составе руд преобладают манганит в ассоциации с браунитом. Из силикатов обнаружены родонит, пьомонтит (по П. Ф. Андрущенко и Л. П. Яшвили). Содержание окислов марганца, как и на саринарском проявлении, невысокое, до 20–25%.

Известняки и доломиты. Известняки микрозернистые наиболее широко развиты в Вединской зоне. Обычно ассоциируют с известковистыми радиоляритами. Светло-серые известняки, состоящие из микрозернистого кальцита с примесью фораминифер и радиолярий, слагают мощные пачки среди вулканических брекчий и туфов осадочно-пирокластической свиты. Розоватые известняки, более обогащенные гидроокислами железа, по составу являются промежуточными между известняками светло-серыми и известковистыми радиоляритами. Эта разность встречается и в осадочно-пирокластической, и в андезитобазальтовой (верхней) свитах.

В Севанской зоне в пределах Севанского хребта обособляются известняки, ассоциирующие с мощными пачками радиоляритов. Более тонкослоистые, кремнелые, они практически лишены реликтов микрофауны. Иногда известняки пятнисто раскристаллизованы. Терригенная примесь в них крайне незначительна, по составу вулканомиктовая.

Онкоидные кремнелые известняки обнаружены по левобережью среднего течения р. Кюсуз (рис. 14, разрез 8). Основание формации здесь не обнажено. В нижней секции разреза наблюдается чередование светло-серых плейчатых известняков и туфов с линзами (0,5–1 м) кремнистых пелитовых туффитов и радиоляритов, суммарной мощностью до 120–130 м. Выше них следует пачка (10–16 м) сургучных радиоляритов, в кровле содержащих пропластки (2–15 см) онкоидных кремнелых известняков темно-серого и темно-зеленого цвета. В этой пачке встречены также кристаллические известняки, доломиты и ярко-желтые глобулярные яшмы. Выше по разрезу вновь следует чередование микрозернистых светло-серых известняков, туфов и изредка потоков базальтоидов суммарной мощностью до 80 м.

Онкоидные известняки под микроскопом имеют органогенную структуру. На 60–70% порода состоит из онкоидов лепешковидной и веретенообразной, изредка сферической формы размером от 0,1 до 0,45 мм. Состав их кальцитовый, в разной мере замещенный кремнеземом. Изредка встречаются водоросли с концентрическим и радиально-лучистым строением слоев. Ядром служит бесформенный комок микрозернистого карбоната. В основной массе породы отмечаются редкие раковины радиолярий и диатомовых водорослей (?). Терригенная примесь (10–15%) представлена хлоритизированными обрывками вулканического стекла, обломками спилитов (?), зернами плагиоклаза. Цемент (25–30%) карбонатно-кремнистый, опаловый, либо состоящий из микрозернистого кварца и халцедона, поровый, участками базальный. Степень кремнения породы разная в каждом из слоев и по их простираю. Наличие в породе радиолярий и вулканомиктовый состав примеси позволяют полагать, что онкоидные известняки принадлежат осадкам того же бассейна, что и радиоляриты и чередующиеся с ними вулканиты.

Оолитовые известняки. Рифоподобные их накопления (0,5–2 м в длину) среди шаровых спилитов обнаружены в верховье правого

притока р. Сатанахач, в 2 км выше кочевки с. Шишкая (Севанский хр.). Порода светло-серая массивная, крепкая, с гравийно-песчаной примесью. Под микроскопом структура оолитовая, размер оолитов 0,4–0,8 мм, форма эллипсоидальная, округлая, почти сферическая, чаще вытянутая лепешковидная, с заостренным одним концом; преобладают простые оолиты. Состав известковый, строение концентрическое, многослойное и иногда зачаточное, контуры концентров не всегда четкие. Центральное ядро—"зародыш", слагают либо обломки эффузивной, либо метаморфической, либо карбонатной пород. В поле шлифа попадаются обрывки скелетов водорослей и мшанок (?). Цементом служит среднезернистый кальцит (до 15 % породы).

Известняки кристаллические обнаружены в полосе сокращенных мощностей формации района Севанского хребта (сс. Шишкая, Гейсу, рис. 9). Порода серая, пятнисто-желтовато-серая крепкая, массивная. Отмечаются прослой, обогащенные гравийно-псаммитовой вулканомиктовой примесью. Известняки слагают линзы среди эффузивов и туфов, мощностью не более 2–3 м, а протяженностью до 20 м; контакты с вмещающими их вулканитами неровные. В линзах известняков отмечена примесь брекчии вулканитов, также как среди вулканитов неоднократно обнаруживаются глыбы, обрывки пластов известняков. Морфология пород и некоторые особенности структуры указывают, что это перекристаллизованные биоморфные известняки.

Железисто-известковые доломиты. Буровато-кирпичного цвета кристаллические рассыпчатые породы были встречены по левобережью среднего течения р. Кюсуз, в 1 км северо-восточнее нижнекюсузской "трубки" (рис. 14, разрез 8). Доломиты слагают мелкие, до 10–40 см, изредка до 2 м, в мощности линзы, размещенные в кровле пачки радиоляритов. Под микроскопом структура крупно-среднекристаллическая с пленочным цементом из гидроокислов железа. Химический состав породы приведен в табл. 16.

Таблица 16

Химический состав известковых доломитов

№ обр.	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	CO <sub>2</sub>	Сумма
К-18	5,18	н.опр.	3,46	7,26	-	0,63	29,40	11,75	0,17	0,27	41,20	99,32
К-18	0,21	н.опр.	-	8,10	-	1,00	32,5	16,60	-	-	41,10	99,51

Примечание: обр. К-18—данные силикатного анализа, обр. К-18 — данные солянокислой вытяжки (10% HCl); левобережье среднего течения р. Кюсуз.

Содержание в породе доломита составляет 65,4%. Из малых химических элементов отмечены: Ni (0,01–0,02%), Co (0,002–0,003%), Ti (0,13–0,24%), Sr (0,01%).

Обломочные породы. Граувакки полимиктовые офиолитокластические в Севанском поясе встречены в зоне сокращенных мощностей формации. Слагают линзы среди известняков и радиоляритов.

Таблица 17

Среднее содержание малых химических элементов в породах  
кремнисто-вулканогенной формации

Эле- мен- ты	Радиоляриты яшмовые				Фтанито- иды (9 обр.)	Эксталя- ционные кремни (9 обр.)	Известняки микрозернистые и известков. радиоляриты (12 обр.)	Туффиты кремнис- тые пе- литовые (8 обр.+)	Спилиты, диабазы (26 обр.)	Перидо- титы	Гипербази- товый комп- лекс (сред- нее)
	марганце- вистые + (20 обр. +)	железис- тые + (13 обр. +)	слабоже- лезистые (26 обр.)	глинис- тые (21 обр.)							
Mn	1,68	0,26	0,20	0,27	0,13	0,074	0,382	0,17	0,24	0,41	0,18
Ni	138	61	40	170	17	40	54	61	300	900	2400
Сb	24	9,2	8	41	15	-	8	9,0	84	290	210
Ti	0,09	0,139	0,09	0,41	0,09	0,04	0,21	0,39	0,93	0,160	0,032
V	60	52	60	240	30	70	50	72	630	140	50
Cr	24	23	7	131	10	3	3	35	230	4300	3100
Cu	122	57	55	95	50	12	23	41	140	340	80

Примечание: + - данные количественного анализа, остальные - полуколичественного спектрального анализа. Mn и Ti - в %, остальные элементы п х  $10^4$ %.  
По гипербазитам данные Паланджяна (1971).

Мощность их достигает всего лишь нескольких сантиметров. Под микроскопом гравийно-псаммитовые накопления имеют литокластический состав, разнотекстурную структуру. Преобладают обломки спилитов, спилитовых порфиритов, диабазов, кроме того отмечаются обломки яшм, гипербазитов и серпентинитов, вулканического стекла, кристаллов плагиоклаза. Цемент (10–15%) пленочно-контактный глинисто-хлоритовый, местами поровый с примесью карбонатов. Между обломками довольно часто развиваются конформные структурные соотношения. Несколько большее место имеют офиолитокластические граувакки в строении Вединского пояса. В разрезе скважины 1-Чатма их содержание достигает 6% от суммарной мощности формации.

Серпентинитовые песчаники и брекчии обнаружены в разрезе формации у северной окраины с. Шишкая и в районе с. Кясаман. Пространственно они тяготеют к выходам протрузий серпентинитов и серпентинизированных гипербазитов, имеют линзовидную форму среди вулканогенных вмещающих пород. Примесь инородных обломков – вулканитов, габброидов, а также элементы слоистости и вариация состава обломков-примесей вверх по напластованию отличают их от протрузивных серпентинитов. Под микроскопом псаммитовые разности содержат в разной степени окатанные обломки серпентинита и базальный карбонатный цемент. В минеральном составе нерастворимого остатка породы обычны хромит и пикотит.

Обломочные силициты пространственно тяготеют к зоне сокращенных мощностей формации (сс. Шишкая, Гейсу). Слагают линзы мощностью не более 1–2 м. Под микроскопом определяются обломки силицитов разных структурных типов. Характерны конформные структурные соотношения между обломками. Обломки вулканитов, составляющие примесь в силицитах, сходны с вулканитами толщи. Окатанность и отсортированность пород всегда низкая.

Офикальциты. Образование таких пород происходило скорее при протрузивном проникновении серпентинита и серпентинизированных гипербазитов в известковые илы и породы. Такое предположение следует из ветвящейся прожилковой формы серпентинитов в карбонатной основной массе, территориальной сопряженности с выходами разноразмерных тел серпентинитов. Дальнейшие преобразования в разной мере серпентинизированного ультраосновного материала сопровождалось выносом во вмещающую карбонатную среду кремнезема, окислов железа и магния. Офикальциты выявлены в бассейне р. Гергер (Зангезурская зона), а также в приводораздельной части Севанского хребта, в верховье р. Саринар, вблизи контакта с серпентинизированными гипербазитами Джил-Сатанахачского массива. Мелкие выходы офикальцитов наблюдались в бассейне р. Кюсуз в Вединской офиолитовой зоне.

Офикальциты являются красивым поделочным материалом, и проявления малокавказских офикальцитов заслуживают специального изучения и промышленной оценки.

#### О КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ

Рассмотрим возможности корреляции офиолитовой серии Севанского хребта с офиолитовой серией Тертеро-Акеринского сектора Севанской

зоны. А. Л. Книппер (1975), С. Д. Соколов (1977) обратили внимание на широкое развитие в основании офиолитов обвальнo-оползневых разнообломочных отложений, содержащих офиолитокластический материал и палеонтологически датируемых альбом-сеноманом. Эти отложения рассматриваются ими как автохтонный комплекс, который включает офиолитокластическую олистострому. Вышележащие гипербазиты и эффузивно-кремнистые образования картируются в тектонических соотношениях с альб-сеноманским комплексом и относятся к покровам: гипербазитовому - нижнему и эффузивно-радиоляритовому - верхнему (верхняя пластина).

Наиболее важен в корреляционных целях состав так, называемой эффузивно-радиоляритовой пластины. Так, нагдалинский покров (Соколов С. Д., 1977; стр. 22) сложен "породами эффузивно-радиоляритовой серии, среди которых наиболее часто встречаются спилиты, диабазы, кератофиры, афировые базальтоиды, глинисто-кремнистые и кремнистые породы, карбонатно-кремнистые породы и кремнистые породы, радиоляриты, яшмы и микритовые известняки". Характерна сильная деформированность пород, отсутствие общей стратификации: обозначаются лишь фрагменты разрезов. С. Д. Соколов приходит к важному для палеогеографических реконструкций заключению - о возможности подразделить эффузивно-радиоляритовую серию на три группы. При реконструкции их первичных соотношений они "расставляются" в следующей вертикальной последовательности.

К нижней секции разреза С. Д. Соколов относит толщу, в которой, помимо лав и кремнистых прослоев, встречаются "горизонты и линзы гравелитов, песчаников и мелкообломочных брекчий, а в отдельных обломочных прослоях заметны следы оползания осадков. Обломки в них состоят из разнообразных пород эффузивно-радиоляритовой серии, которые можно видеть выше и ниже по разрезу, а также серпентинитов, плагиогранитов и габброидов". Нередки обломки органогенно-обломочных и водорослевых известняков; среди вулканогенных пород, наряду с лавами, широкое развитие имеют туфобрекчии, лавобрекчии и гиалокластиты. Таковы разрезы к северу от с. Вагазин и на ю.-з. крыле Асрикской антиклинали. Полифациальность отложений подтверждается литологическим изучением состава кремнистых пород (Вишневецкая, 1976). Так, переходной от мелководной (спонголитовой) к глубоководной (радиоляритовой) считается спонголит-радиоляритовая фация, для которой характерно сонахождение турбидитов, пород с оползевыми структурами и биогермных коралловых известняков. Более верхними по восходящему разрезу, а также замещающими предыдущую ассоциацию в латеральном направлении являются лавовые покровы, чередующиеся со слоистыми кремнистыми породами различной мощности. К наиболее верхней секции разреза относятся парагенез кремнистых, кремнисто-карбонатных и карбонатных (микритовых) пород с подчиненными в низах разреза горизонтами лав и туфов.

Нетрудно убедиться в том, что каждая из приведенных секций разреза представляет ассоциации пород, обособленные в фациальном отношении: наиболее глубоководная ассоциация - вторая (чередование лав и слоистых силицитов), наименее глубоководная та часть разреза, в составе которой имеются водорослевые известняки и парагенетически с ними связанные силициты.

Сопоставление выделенных в Тертеро-Акеринском сегменте ассоциаций с теми, которые были приведены для зоны Севанского хребта и района г. Амасия, говорят о сходстве нижней (мелководной) ассоциации пород с офиолитовой ассоциацией бассейна р. Ахурян; средняя наиболее глубоководная ассоциация, может быть параллелизована с обнажающимися в приводораздельной части Севанского хребта породами так называемой саринарской "фации"; полоса микритовых известняков и кремней, базальтоидов и участками кератофиров (гейсуинская "фация"), наиболее сходна с третьей группой пород, приводимых С. Д. Соколовым (1977).

Дальнейшие попытки проведения корреляции с фациальными типами отложений Зангезурской и Вединской зон вряд ли могут быть успешными. Задача осложняется тем, что офиолиты Зангезурской зоны в современной структуре региона обнажаются лишь фрагментарно (как, впрочем, и офиолиты Вединской зоны), и что особо важно — каждая из офиолитовых зон характеризуется более или менее ярко выраженной спецификой состава и строения офиолитовой ассоциации.

Важно подчеркнуть лишь некоторые общие тенденции размещения фациальных типов отложений в латеральных направлениях и по восходящему разрезу. Как было показано, зоны максимальных мощностей, насыщенные кремнистыми отложениями, характеризуют наиболее глубоководную часть офиолитового бассейна, а в современной структуре таким зонам соответствует осевая часть офиолитового пояса. С другой стороны, по периферии офиолитовых зон картируются сокращенные в мощности разрезы офиолитовой серии с иным парагенезом слагающих эти разрезы пород. В этих зонах, где кремненакопление было подавлено, характерен парагенез маломощных силицитов с апобиоморфными известняками, изредка с граувакками и конгломератами. В кровле таких разрезов нередко горизонты кератофиров и их туфов. Этими сравнительно мелководными отложениями, конечно, еще не завершается латеральный ряд отложений вкрест простираения офиолитовых прогибов. В большинстве случаев не сохранились заведомо прибрежно-мелководные отложения. Как было показано, исключение составляет лишь южная периферия центрального сектора Вединской зоны, сравнительно слабо затронутая надвиговыми движениями позднего палеогена.

Изучение типового восходящего разреза для каждой из офиолитовых зон выявляет довольно общую тенденцию в истории их развития. Основной ее смысл сводится к смене во времени глубоководной кремнисто-вулканогенной (существенно базальтоидной) ассоциации пород ассоциацией сравнительно менее глубоководной и даже мелководной, в которой силицитам отводится уже второстепенное место, а среди вулканитов нередко продукты андезитового и дацитового состава. Небезынтересно отметить, что поскольку, сравнительно глубоководная ассоциация обнаруживает признаки более высокой ступени эпигенеза — метаморфизма и подвержена более заметным деструкциям, то это было поводом для суждения о разновозрастности этих двух толщ и принадлежности их к разным структурным этажам (Паффенгольц, 1946; Ренгартен, 1959). Сложность возрастной датировки офиолитовой серии, практически лишенной макрофаунистических остатков, очевидна. Для корреляции данные о вещественном составе пород, слагающих кремнисто-вулканогенную

формацию в совокупности с микрофаунистическим анализом, результаты которого были приведены ранее, имеют первостепенное значение.

## ФОРМАЦИИ СТАДИИ СТАБИЛИЗАЦИИ ВЕДИНСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ ПОЯС

### Граувакковая формация

Слагается граувакками, полимиктовыми и вулканическими конгломератами, алевролитами, реже органогенно-детритовыми и микрозернистыми известняками. Возраст этих отложений палеонтологически определяется как коньякский (Ренгартен, 1959). Питающими провинциями северного обрамления прогиба были породы древнего метаморфического комплекса Анкаван-Мегринской зоны, с юга прогиб был ограничен поднятиями среднего-верхнего палеозоя-триаса Урц-Джувльфинской зоны (рис. 33). В конце раннеконьякского времени на месте вулканического офиолитового трога формируются новообразованные офиолитовые поднятия, поставляющие офиолитокластический материал. Особенности тектонической обстановки накопления формации в условиях узкого прогиба с резко расчлененным рельефом определили резко изменчивые мощности терригенных пород. Накопление офиолитокластических отложений происходило в осевой части палеотрога, сланцевокластических — по северной его периферии и известковистых полимиктовых и калькаренитовых — вдоль южной гряды карбонатных поднятий палеозойского комплекса. Типы разрезов формации приведены в табл. 18 и на рис. 19. Ритмичность наложения флишевого типа наиболее характерна для сланцевокластических накоплений северной периферии. Обстановка накопления формации, судя по обилию ископаемых рудистов, кораллов и гастропод, была мелководной.

Рассмотрим главнейшие типы пород.

Офиолитокластические граувакки. Наибольшее разгитие имеют в бассейне р. Джагры, где слагают до 20-30% от суммарной мощности формации. В нижней части разреза формации преобладают мелко- и среднезернистые разности граувакк. Отсортированность средняя и низкая. Порода тонко- и среднеслоистая, комковатая, содержит редкую гальку, обрывки углефицированной древесины, кальцитовые микрозернистые шаровидные и лепешковидные конкреции. Обломки вулканического хлоритизированного стекла, андезито-базальтовых хлоритизированных и палагонитовых витрокластических туфов составляют до 60-70% обломочного материала. Реже отмечаются обломки известняков, андезитов, спилитов, гранитоидов. Кристаллокласты (плагиоклаз, редко кварц) и рудные зерна — магнетит и ильменит — слагают до 10% породы. Цемент глинисто-хлоритовый, контактово-поровый, изредка с примесью микрозернистого карбоната (кальцита). Глинистые минералы представлены монтмориллонитом со значительной примесью гидрослюд, изредка каолинита. Под электронным микроскопом определяются единичные кристаллы палыгорскита (?). Химический состав граувакк приведен в табл. 22.

Местоположе- ние разреза	Главные (формациеобра- зующие) породы	Мощнос- ти в м	Наличие переры- вов	Признаки ритмич- ности многосло- ев	Условия зале- гания на подсти- лающей толще	Обстановка форми- рования отложе- ний
Ераносская антиклиналь	Песчаники (29-35%), алевролиты (18-25%), глины (15%), конгломераты (8-14%), известняки мелкозернистые (6-11%), лавы и вулканические брекчии (9-24%)	165	+	Изредка интервалами песчаный флиш	Со скрытым несогласием на $K_2^{cm-t}$	Прибрежная зона островного поднятия
Аргичинская антиклиналь	Песчаники (40%), алевролиты (21%), конгломераты (35%), известняки органично-детритовые, реже мелкозернистые (4%)	132	+	Изредка интервалами грубый и песчаный флиш*	Несогласно на $Pz_{2-3}$	Прибрежье у главных поднятий северного борта прогиба
Бассейн р.Хосров,Бар- цракарская, (Кешишдаг- ская антикли- наль	Красные конгломераты и валуны с железисто-кремнистым цементом, реже вулканоидные песчаники, линзы рудистовых известняков	20-25	++		Согласно на $K_2^t$	Периферия вулканического трога на стыке с островным внутренним поднятием
Урцско-Айоц- дзорский ан- тиклиний, в 2,5 км южнее с. Хачик	Брекчии известковые, редкие прослои микрозернистого известняка	21	++		Со скрытым несогласием на $K_2^{cm-t}$	Прибрежье у главных поднятий южного борта прогиба
Урцско-Айоц- дзорский ан- тиклиний, сс. Хндзорут, Гю- листан	Песчаники (36%), алевролиты (33%), конгломераты (22%), известняки (6%), глины (3%)	796	+	Изредка интервалами песчаный флиш	Со слабым несогласием на $K_2^t$	Промежуточная к вулканическому трогу зона

\* Примечание. Нередки слои с градиационной слоистостью. Среди неотсортированных отложений отмечаются пачки олистостром.

В верхней секции разреза формации граувакки переслаиваются с конгломератами и содержат редкие линзы органогенно-обломочных известняков. Совместно с алевролитами и конгломератами интервалами они слагают ритмично построенные пачки.

Нередки случаи местных несогласий. Цвет породы зеленовато-серый и буро-серый. Преобладают разнозернистые, преимущественно крупно- и среднезернистые разности. В их составе преобладают обломки спилитов, вариолитов, спилитовых порфиритов, в меньшем количестве отмечаются обрывки туфов и вулканического хлоритизированного стекла; второстепенное значение имеют обломки диабазов, габбро, известняков, метаморфических пород, весьма редки обломки серпентинитов. Кристаллокластический материал незначителен. Минеральный состав приведен в табл. 19 и 20. Цемент (5-20%) кальцитовый, мелкозернистый, контакто-порового типа, гораздо реже, глинисто-хлоритовый. Глинистый материал гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. В цементе изредка развивается анальцим (?). Смешанный тип цемента встречается редко. В породе нередко стяжения пирита.

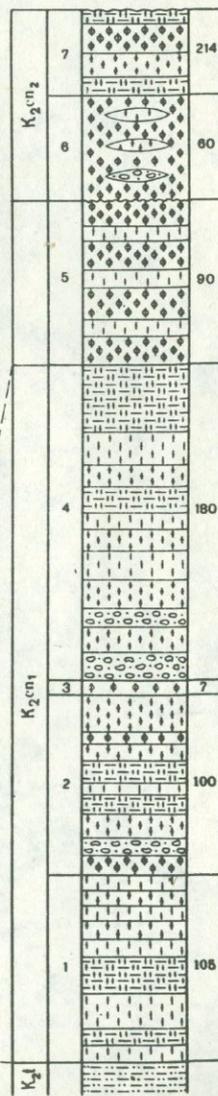
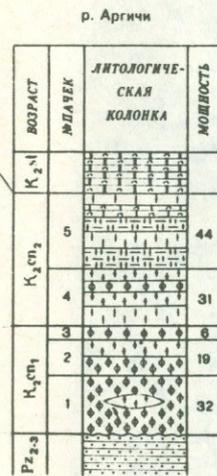
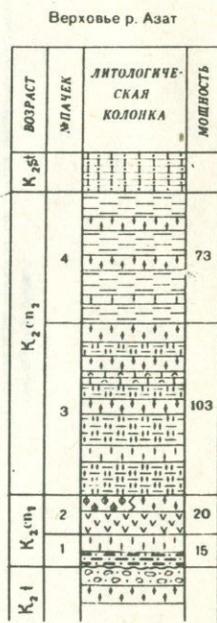
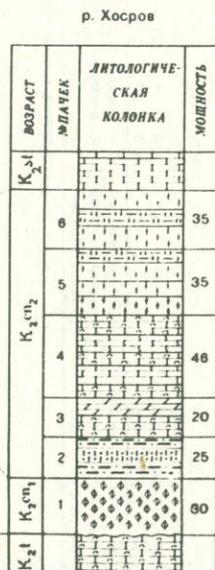
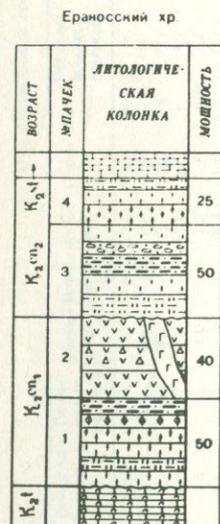
Таблица 19  
Состав офиолитокластических граувак

Наименование	1	2	3
Обломки пород			
Спилиты и порфириты	6,9	35,3	35,1
Туфы и вулканич. стекла	38,0	21,5	27,1
Кератофиры	-	-	0,0п
Диабазы	1,0	3,5	0,0п
Известняки и алевролиты	4,8	5,6	10,1
Гипербазиты	-	+	0,5
Габбро	-	6,5	7,6
Гранитоиды	1,5	+	+
Метаморфические породы	-	3,0	-
Радиоляриты	-	1,8	0,1
Сумма	52,2	77,2	80,6
Кристаллы			
Плагиоклаз	14,3	3,5	0,5
Кварц	2,5	-	0,0п
Темноцветные	0,5	0,5	0,0п
Рудные	1,5	0,0п	0,0п
Сумма	18,8	4,0	0,6
Цемент			
Хлорит + глина	8,0	1,4	13,7
Кальцит	21,0	17,4	5,1
Сумма	29,0	18,8	18,8
Всего	100,0	100,0	100,0

1. Граувакка мелкозернистая, 2. Граувакка крупнозернистая, цемент кальцитовый. 3. Граувакка крупнозернистая, цемент глинисто-хлоритовый.

Рис. 19. Типы опорных разрезов граувакковой формации.

1. Глины монтмориллонитовые. 2. Глины песчано-алевритовые, 3. Известняки, 4. Известняки микрозернистые, 5. Известняки органогенно-детритовые, 6. Известняки биоморфно-детритовые, 7. Известняки песчано-алевритистые, 8. Известняки перекристаллизованные (кристаллические), 9. Мергели, 10. Кварциты, 11. Песчаники известковистые и известковые, 12. Граувакки грубо-крупнозернистые, 13. Граувакки мелко-среднезернистые кварцево-полевошпатовые, 14. Алевриты, 15. Алевриты полимиктовые, 16. Конгломераты известняково-сланцевокластические, 17. Конгломераты вулканоидные обломочные (офиолитокластические), 18. Вулканические брекчии, 19. Андезито-базальтовые и андезитовые порфириты, 20. Габбро.



Условные обозначения

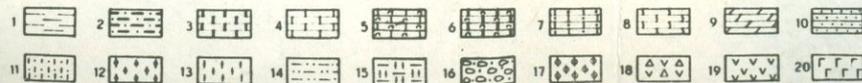


Таблица 20

## Минеральный состав тяжелой фракции офиолитокластических граувакк

№ образца	Карбонатность в %	Выход тяж. фракции в %	Гематит и лимонит	Магнетит	Ильменит	Хромит	Пикотит	Биотит	Роговая обманка обычных.	Актинолит	Тремолит	Гиперстен	Энстатит	Авгит	Диопсид	Оливин	Эпидот	Цоизит	Разложенные темные полевые	Циркон	Турмалин	Рутил	Гранат
605/41	19,52	7,5	-	2,0	-	3,2	0,4	-	-	1,0	-	-	-	7,0	-	-	13,0	-	59,4	-	-	-	14,0
605/42б	16,32	11,0	23,1	0,9	0,3	2,4	0,6	-	-	-	-	4,2	-	7,5	-	-	18,0	1,2	41,2	-	-	-	0,6
604/44	24,32	2,7	4,5	3,0	-	2,1	0,6	0,9	0,3	0,9	-	2,1	-	6,9	-	0,6	12,6	-	64,3	-	0,3	+	0,9
605/47	24,96	8,6	0,2	1,4	-	1,8	0,8	+	3,2	2,2	3,2	-	0,2	4,8	-	1,2	19,0	-	62,0	-	+	-	+
605/48а	12,80	3,4	3,9	3,0	-	1,2	0,3	+	1,8	1,2	2,4	-	10,8	1,5	-	0,3	2,6	-	71,0	-	-	-	+
605/51	8,00	3,6	18,8	30,8	-	6,4	3,2	1,2	0,4	-	-	-	11,2	-	-	-	1,6	-	26,4	-	-	-	-
605/55а	38,40	1,0	39,5	5,0	-	4,0	2,5	-	1,0	0,5	1,0	-	11,0	4,5	-	-	1,5	-	25,0	-	-	-	+
605/57	26,24	19,3	6,3	6,3	-	3,3	0,3	-	0,3	0,6	-	-	0,9	-	2,7	-	2,4	+	78,7	+	-	-	0,3
605/60а	28,48	1,4	50,0	10,0	-	1,0	0,5	-	0,8	1,5	1,0	-	2,5	5,0	-	-	3,0	-	25,0	-	-	-	+

Таблица 21

## Минеральный состав тяжелой фракции сланцевокластических граувакк

№ образца	Карбонатность в %	Выход тяж. фракции в %	Пироксен	Гиперстен	Роговая обманка обычных.	Базальт. титч. рогов. вая обм.	Цоизит и клиноцоизит	Биотит	Мусковит (с вклоч. Гранат)	Циркон	Анализ	Турмалин	Рутил	Пикотит	Хромит	Магнетит и ильменит	Гематит и лимонит	Пикотит	Лейкоксен	Обломки пород		
4999/11	9,28	5,0	3,6	0,4	-	0,8	65,0	7,2	2,2	-	2,8	0,4	2,4	-	-	0,8	3,6	2,0	8,8	-	-	-
5007/1	20,50	1,1	2,5	-	1,0	0,5	2,8	-	43,5	7,5	6,5	2,6	+	2,1	2,0	0,5	1,5	2,4	17,2	-	7,6	-
5007/2	24,96	1,2	0,9	-	-	-	0,3	-	44,2	2,4	1,5	0,6	0,3	1,5	2,1	-	0,3	18,0	27,6	0,3	-	-
5007/7	15,70	4,7	2,4	-	0,2	-	35,7	-	4,9	0,9	1,5	0,7	0,2	3,6	1,2	-	0,3	2,1	38,5	-	7,8	-
5007/9	20,48	4,7	0,9	-	-	-	15,6	0,9	15,0	3,6	0,6	0,6	-	+	0,6	-	3,0	12,0	-	-	-	47,2
5007/17	30,20	1,9	0,2	-	0,8	-	28,0	1,8	1,0	-	54,5	2,0	+	0,4	1,2	0,2	4,0	5,9	3,0	-	-	-
5007/20	16,64	1,0	0,4	-	-	-	2,9	1,6	10,2	0,4	23,0	2,3	0,4	0,8	2,0	+	2,2	6,0	47,0	0,8	-	-

Примечание: Обр. № 4999/11 - бассейн р. Аргчи, 5007/1 - 5007/20 - бассейн р. Азат (с. Байбург).  
Сланцевокластические граувакки содержат постоянную примесь обломков пород (и минералов) офиолитовой серии.

Таблица 22

## Химический состав граувакк

Разновидности	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	п.п.п.	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	Сумма
Офиолитокластические														
605/49	42,83	1,55	14,13	7,41	2,92	0,13	12,73	4,11	1,50	0,87	10,18	7,14	1,68	100,04
605/49a	46,05	1,35	12,94	6,98	2,61	0,10	9,56	4,64	1,20	2,00	10,03	6,37	2,97	100,43
605/49в	47,03	1,55	10,70	7,79	3,99	0,08	9,12	6,06	1,32	1,50	8,87	4,63	2,51	100,52
605/50в	43,11	0,85	14,24	4,45	1,38	0,15	14,42	3,38	2,70	2,20	12,18	9,53	1,35	100,41
605/60	41,76	0,85	11,28	5,70	1,84	0,19	14,64	8,19	1,25	1,12	11,46	8,54	2,43	100,71
76	43,34	0,46	11,44	5,85	3,60	0,12	11,31	9,11	2,60	0,90	8,76	8,01	2,50	99,99
89	47,00	0,67	10,28	5,26	2,40	0,12	14,13	4,11	2,50	0,90	11,84	9,47	1,26	100,47
Сланцевокластические														
	46,62	0,93	11,84	2,17	3,31	0,12	16,40	2,35	1,96	0,69	11,0	12,40	2,05	99,44

Примечание: обр. №№ 605/49 -89, басс. р. Джагры, № 31 - басс. р. Азат.

Сланцевокластические граувакки в Ераносской антиклина-  
ли и в бассейне рек Азат (с. Байбурд) граувакки ритмично переслаива-  
ются с алевролитами, конгломератами. Слоистость горизонтальная, ча-  
ще массивная и крупнослоистая, иногда плитчатая. Мелкозернистые плит-  
чатые граувакки обычно обогащены биотитом. Цвет породы серовато-  
зеленоватый, реже серый. Состав литокластов: кварцево-слюдяные, кри-  
сталлические сланцы, гранито-гнейсы, метааркозовые филлиты, углистые  
сланцеватые кварциты, реже кристаллические известняки, иногда грано-  
диориты, плагиограниты, гораздо реже спилиты, яшмы, андезиты, их ту-  
фы, хлоритизированные вулканические стекла, диабазы. Кристаллокла-  
сты составляют до 10, изредка 20% породы и представлены плагиоклазом,  
кварцем, редко калишпатом, биотитом, пироксеном, рудными минералами.  
Из тяжелых минералов встречаются также циркон, гранат, турмалин,  
реже рутил анатаз, изредка корунд (табл. 21). Преобладают крупно-  
и грубозернистые разновидности граувакк. Цемент (5-30%) кальцитовый, от  
мелкозернистого до средне- и реже, крупнозернистого, поровый и кон-  
тактовый, иногда с реликтами водорослей, фораминифер и реже моллюс-  
ков. Изредка в кальцитовом цементе отмечаются новообразования доломита.  
Реже цемент слюдисто-глинистый (5%), пленочного типа, с вы-  
полнением пор кристаллическим кальцитом. Между сланцевокластическими  
и офиолитокластическими граувакками имеются переходные разновидности.

Кварцево-полевошпатовые граувакки - продукты большей  
дезинтеграции и лучшей сортировки сланцевого обломочного материала.

Алевролиты. Помимо лито-кристаллокластических, встречаются  
довольно редкие для этого класса пород кристалло-литокластические  
(сланцевокластические) разновидности. В междуречье Азат и Веди, в сред-  
нем течении и в верховье р. Веди алевролиты менее отчетливо слоис-  
тые, со скорлуповатой отдельностью и с примесью обуглившихся расти-  
тельных остатков. Цемент (30-40%) глинисто-кальцитовый, мелко-тон-  
козернистый, с редкими фораминиферами.

Офиолитокластические конгломераты. В наиболее мощных  
разрезах формации, в бассейне р. Джагры, конгломераты составляют  
до 20% от суммарной мощности формации и сосредоточены главным об-  
разом в верхней секции разреза. Сложены продуктами разрушения по-  
род офиолитовой серии. Менее мощные горизонты конгломератов прос-  
леживаются в бассейнах рек Хосров и Кюсуз, отчетливо тяготея к ба-  
зальным слоям формации.

Сланцевокластические конгломераты. В бассейне рек  
Азат и Аргичи конгломераты состоят преимущественно из обломков по-  
род древнего метаморфического комплекса. Массивные и крупнослоис-  
тые, преимущественно среднеобломочные.

Глины слагают редкие пропластки среди алевролитов и граувакк.  
Лишь в 6 км вверх по течению р. Джагры в разрезе формации отме-  
чается несколько пачек глин, каждая мощностью в 6-7 м. Содержание  
глин возрастает также к западу от с. Авуш, у с. Хачик, т.е. в нап-  
равлении к карбонатным палеоподнятиям. Глины темно-серые и зелено-  
вато-серые малопластичные, комковатые, оскольчатые; примесь поли-  
миктового песчано-алевритового материала достигает 20-40%. Струк-  
тура породы преимущественно микроагрегатная, беспорядочно-ориенти-  
рованная. Глины состоят из монтмориллонита, гидрослюды и примеси

хлорита. В верхней части разреза содержание гидрослюдь уступает монтмориллониту.

Известняки имеют подчиненное значение и представлены микрозернистыми, органогенными, органогенно-детритовыми разностями. Эти отложения либо чередуются с алевролитами и редкими прослоями песчаников, участвуя в строении ритмопачек, либо слагают самостоятельные, иногда довольно мощные пачки, особенно по южной периферии зоны.

### Известняковая формация

В основании формации развиты мелководные розовые и пятнисто-розовато-серые слабо алевритистые фораминиферовые известняки, содержащие многочисленные остатки иноцерам. Известняки базальных слоев залегают на породах граувакковой формации трансгрессивно.

Сантон-позднесенонский возраст формации определяется палеонтологически (Ренгартен, 1959). По периферии прогиба сантон-позднесенонские известняки местами залегают на породах палеозоя, а местами в пределах брахиантиклинальных складок конседиментационного заложения - на известняках турона (низовье р. Хосров и др.). По восходящему разрезу облик известняков становится все более глубоководным: они тонкослоистые, почти лишены алевритовой терригенной примеси, по структуре микрозернисто-фораминиферовые. Нередки известняки, содержащие глинистую примесь, хотя типичные мергели крайне редки.

Известняки прибортовых зон палеопрогиба более алевритистые, с прослоями органогенно-детритовых известняков, изредка алевролитов и песчаников (рис. 34, 35, табл. 23). Таковы, например, разрезы формации в верховье р. Азат, у с. Байбурд. По простиранию вулканического палеотрога распределение мощностей имеет мозаичный характер: в контурах опущенных блоков офиолитов мощность известняков достигает 380 м (скв. 1 - Карабахлар), приподнятые блоки или новообразованные вулканические поднятия (и отмели) картируются по резко сокращенным либо близким к нулевым мощностям формации (скв. 5 - Маркара, 1 - Чатма, бассейн р. Кюсуз (г. Црдут). Зоны умеренных мощностей тяготеют к границе внутренних поднятий и прогибов (среднее течение р. Хосров).

Несколько отличны разрезы известняковой формации в восточном секторе зоны, в бассейне р. Арпа. Здесь наряду с пелитоморфными известняками, развиты известняки органогенно-детритовые (около 20%). Суммарная мощность формации достигает 300 м (бассейн р. Джагры, сс. Хндзорут и Гюлистан). Очевидно к востоку происходило заметное обмеление бассейна, сокращение мощностей с фаціальными переходами микрозернистых известняков в органогенно-обломочные разности, включающие прослой терригенных осадков.

Рассмотрим наиболее распространенные породы формации.

Известняки микрозернистые и фораминиферо-микрозернистые имеют четкую горизонтальную, преимущественно среднюю и тонкую слоистость. Внутрислойные конкреции, реже конкреционные линзочки кремня, кальцитово-кремневые стяжения наиболее развиты в средней части разреза формации.

Шламово-микрозернистые известняки развиты в основании сокращен-

## Характеристика разрезов известняковой формации Вединской офиолитовой зоны

6 - 56

Местоположение разреза	Главные (формациеобразующие) породы	Мощность в м	Наличие перерывов	Признаки ритмичности многослоев	Обстановка формирования отложений
Байбуртская антиклиналь, Верховье р. Азат	Известняки алевритистые микро-мелкозернистые ( $> 95\%$ ), редко органогенно-детритовые. Очень редко линзы брекчие-конгломератов	15-21	+	Изредка интервалами известняковый флишоид	Прибрежье у главных поднятий северного борта Севанского прогиба
Аргичинская антиклиналь, Верховье р. Аргичи	Известняки крипто-микрозернистые и органогенно-мелкодетритовые, алевритистые	108	+ (?)	Интервалами известняковый флишоид	Прибрежное мелководье у главных поднятий северного борта прогиба
Ераносская антиклиналь	Известняки средне-тонкозернистые, алевритистые (90%), мелкозернистые (7%), алевролиты (0,5%), известковые глины (2,5%)	102	+		Мелководье у внутренних островных поднятий
Барцракарская (Кешиш-дагская) антиклиналь	Известняки микрозернистые (100%)	20	+		Прибрежье у внутренних известняковых островных поднятий
Южное крыло Ераносской антиклинали, скв. № 1 - Чатма	Известняки микро-тонкозернистые, алевритистые (100%)	0-20	+		Прибрежное мелководье у вулканических новообразованных поднятий
Южное крыло Вединской антиклинали, скв. у г. Ведин	Известняки микрозернистые ( $> 70\%$ ), реже микрозернисто-фораминиферовые, шламисто-микрозернистые	380	-		Осевая часть прогиба, грабен.
Урцско-Айюцзорский антиклинорий, с. Хндзорут	Известняки фораминиферово-микрозернистые (72%), органогенно-детритовые и биоморфные (28%)	280	+		Осевая часть прогиба, грабен.

Характеристика разрезов терригенно-известняковой флишоидной формации Вединской офиолитовой зоны

Местоположение разреза	Главные (формациеобразующие) породы	Мощности в м	Наличие перерывов	Признаки ритмичности многослоев	Обстановка формирования отложений
Северное крыло Ераноской антиклинали	Мергели и микрозернистые глинистые известняки (> 50%), реже алевролиты, песчаники, очень редко гравелиты, глины, конгломераты	670	-	В средней и верхней части разреза терригенно-известняковый флишоид	Зона смыкания с Разданским поперечным палеопрогибом (грабенем)
Юго-западное крыло Шугаибской антиклинали	Алевролиты и песчаники (> 50%), мергели (30%), реже конгломераты, гравелиты, известняки	220	+ (?)	Песчаный флишоид	Прибрежье внутреннего островного палеоподнятия
Северо-восточное крыло Агасалинской антиклинали	Известняки микрозернистые, микрозернисто-фораминиферовые и мергели (> 80%), реже алевролиты, органогенно-детритовые известняки, очень редко глины и гравелиты	170	+	Известняковый флишоид	Внутренняя часть прогиба вблизи размыва карбонатных островных поднятий
Чатминская синклиналь, скважина у г. Арташат	Алевролиты, чередующиеся с известковыми глинами, реже песчаниками и органогенно-обломочными известняками и гравелитами.	800	- (?)	Терригенно-карбонатный флишоид (?)	Зона стыка с поперечным прогибом (Разданским).
Западный борт Айнтапского поднятия, скв. у с. Зейва	Алевролиты и песчаники с низкой карбонатностью	300	-	Песчаный флишоид	Мелководье вблизи северного борта прогиба
Урц-Айюцзорский антиклинорий, с. Хндзюрт	Органогенно-детритовые известняки с пачками известковистых алевролитов и мергелей и редкими пачками среднегалечных конгломератов	100	+	Интервалами терригенно-карбонатный флишоид	Прибрежье вблизи внутреннего островного палеоподнятия

ных по мощности разрезов формации периферии палеопрогиба (сс. Двин, Байбурд, бассейн р. Аргичи). Порода характеризуется повышенным количеством (10–25%) алевритовой примеси полимиктового состава, сходного с составом терригенных пород формации.

Известняки фораминиферовые встречаются в базальных слоях формации (Веди–Аргичинский антиклинорий) и в кровле (Урц–Айюцзорский антиклинорий).

Фораминиферо–мшанково–водорослевые известняки слагают прослой среди фораминиферо–микрозернистых известняков в верхней секции разреза формации Урц–Айюцзорского антиклинория, в пределах Хачикской антиклинали. Порода слагают литотамнии (20–30%), мшанки (10–15%), крупные раковины фораминифер (5–10%), примесь кораллов, обрывки раковин моллюсков, скрепленные микро–среднезернистым кальцием (20–50%). Терригенная примесь не превышает 1–2%. Выделяются детрито–биоморфные и органогенно–детритовые разности известняков.

#### Флишидная терригенно–карбонатная формация

На западе, в бассейне р. Ахурян и в междуречье Ахурян и Касах, отложения дания–палеоцена отсутствуют либо резко сокращены в мощности (рис. 37) в пределах приподнятых блоков, сформировавшихся в раннесенонское время (скв. 15–Кармрашен, 5–Маркара и др.). Восточнее, в бассейне р. Раздан и в междуречье Веди и Азат, мощности формации максимальны – до 1000 м (скв. у сс. Арташат, Мхчян). В составе отложений преобладает карбонатный материал. Резкий спад карбонатности к северо–западу, у с. Зейва обусловлен, вероятно, метаморфическим составом пород Айнтапского поднятия. Преимущественно карбонатный состав и значительные, до 670 м, мощности даний–палеоценовых отложений характеризуют северное крыло Ераносской антиклинали. Выделяется нижняя подсвита – ритмично чередующиеся алевролиты, мергели, известняки; средняя подсвита, где преобладают гравелиты и конгломераты, наконец, верхняя подсвита, начинающаяся ритмичным чередованием мелкогалечных конгломератов, гравелитов, песчаников и глинистых мергелей (Садоян, 1965). Существенно карбонатный состав формации (известняковый флишид) выявляется в бассейне р. Хосров, на южном склоне г. Крепостной. Восточнее, в бассейне р. Джагры разрез представлен органогенно–детритовыми мшанково–литотамниевыми известняками, алевролитами, мергелями с пачками конгломератов, суммарной мощностью до 100 м.

### СЕВАНСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ ПОЯС

#### Граувакковая формация

Наиболее полное обоснование возраста и стратиграфии (Ренгартен, 1959; Акопян, 1970, 1975) и обсуждение некоторых вопросов строения формации (Книппер, 1975; Аванесян, 1976; Соколов, 1977) в совокупности с результатами наших исследований приводят к следующим основным выводам.

Возраст пород формации палеонтологически определяется позднеконьяк — раннесантонским временем.

Известняковая свита слагается мелко-микрозернистыми известняками серовато-желтого и коричневатого цвета, с прослоями органично-детритовых известняков, известковистых алевролитов и реже песчаников. Количество терригенных пород увеличивается к кровле. Несогласное залегание свиты на разных горизонтах кремнисто-вулканогенной формации наиболее ясно обозначается у подножья хребта, в районе с. Шишкая (куполовидные холмы, возвышающиеся над селением, сложены породами этой же свиты) и далее к бассейну рек Гейсу и Караиман. Мощность свиты здесь достигает 70–100 м. Известняковая свита прослеживается в виде прерывистой полосы и западнее, в бассейне рек Саринар и Сатанахач. Корреляция с шишкаинскими выходами следует из литологического сходства и единого стратиграфического положения в основании свиты красных конгломератов, о которой речь будет дальше. Мощности свиты в этих разрезах сокращаются до 20–40 м наряду с утонением размерности терригенного материала. Известняковая свита выклинивается к Зодскому и Артанишскому палеоподнятиям.

Свита красных конгломератов — маркирующий горизонт района Севанского хребта. В составе свиты участвуют разнообразные обломочные породы, преимущественно красно-бурые офиолитокластические конгломераты. Полоса сокращенных мощностей свиты конгломератов пространственно примерно соемещена с выходами относительно мелководных литофаций кремнисто-эффузивной формации. Палеогеографически эта зона, вероятно, характеризует борт офиолитовой депрессии. Окаймляющая ее известняковая суша и внутренние офиолитовые поднятия были питающими провинциями, определившими сложный состав конгломератов. Офиолиты надвинуты на сенонский комплекс в полосе, протягивающейся вдоль средних отметок хребта от бассейна р. Дара на восток (рис. 5). Красные конгломераты и нижележащие известняки известняковой свиты тектонически перекрываются породами кремнисто-вулканогенной формации с падением плоскости надвига на север, северо-восток. Элементы залегания кремнисто-вулканогенной формации резко изменчивы в связи с мелкой гофрировкой и образованием второстепенных складок вдоль зоны контакта. Без учета этих структурных особенностей можно прийти к ошибочному выводу о более древнем, чем офиолиты, возрасте свиты конгломератов. Надвигание офиолитов на свиту конгломератов картируется и по левобережью верховья р. Гейсу. Здесь свита конгломератов вмещает несколько протрузий серпентинитов (содержащих магнезиты), контролируемых разломами меридионального простирания с падением их под крутыми углами на запад. Свита конгломератов в латеральных направлениях обнаруживает изменения состава и строения, что свидетельствует о разной фациальной обстановке ее накопления. В западных предгорьях хребта (с. Шишкая, бассейн р. Гейсу) она имеет сокращенные мощности (10–40 м) и в ее составе преобладают разнообломочные конгломераты бурого цвета, на 40% сложенные из галек и, реже, валунов основных эффузивов, а также известняков (10%), реже яшм (радиоляритов) и гипербазитов; цемент песчано-гравелитовый средней и слабой крепости. Вверх по разрезу конгломераты резко сменяются породами флишовой свиты: глинистыми и известковистыми

темно-серыми алевролитами, выше переходящими в глинистые микрозернистые известняки.

Иное строение свиты конгломератов в зоне максимальных мощностей граувакковой формации (среднее и верхнее течение р. Гейсу). Основание свиты, обнажающееся по водоразделу рек Шишкая и Гейсу, сложено мощной пачкой крепких бурых конгломератов и конгломерато-брекчий, включающих многочисленную гальку яшм и вулканитов; таков же состав более верхних горизонтов формации, суммарная мощность свиты достигает в этом разрезе 210 м. Преобладание в ее составе офиолитокластического материала, интервалами ритмичное чередование типа грубого флишоида и смена по восходящему разрезу бурых разнообломочных конгломератов и валунных отложений зеленовато-серыми, сравнительно лучше отсортированными и менее грубообломочными терригенными породами, наличие остатков мелководной фауны указывают в совокупности на мелководные условия седиментации и в осевой части бассейна, особенно вблизи островных офиолитовых поднятий, вместе с тем эти данные указывают на постепенное углубление бассейна, связанное с нарастанием сенонской трансгрессии.

Свита конгломератов вмещает крупную гальку и валуны декоративных яшм и эти участки заслуживают промышленной оценки.

Флишоидная свита занимает более высокое стратиграфическое положение и состоит из известняково-глинисто-песчаной и брекчие-конгломератово-песчаной толщи. Сравнительно со свитой красных конгломератов план распределения мощностей в общих чертах повторяется: максимальные мощности сосредоточены в осевой части офиолитового пояса, сокращенные — по южной периферии и в пределах внутренних палеоподнятий. Флишоидная свита однако распространена гораздо шире. В 0,7–1 км севернее с. Шишкая темно-серые и черные глинисто-песчаные и известняковые отложения известняково-глинисто-песчаной толщи, мощностью до 50–70 м, сменяют по восходящему разрезу красные конгломераты. Контакт между ними отчетливо стратиграфический, без признаков перерыва в осадконакоплении.

Нижняя часть разреза слагается черными аргиллитоподобными алевролитистыми и известковистыми глинами, тонкослоистыми, иногда плитчатыми, чередующимися с глинистыми алевролитами, реже офиолитокластическими граувакками, изредка гравелитами. По поверхности выветривания характерны сизо-серые выцветы карбонатов и сульфатов. Нередки мелкие конкреции гидроокислов железа.

Вверх по разрезу эти отложения сменяются желтовато-серыми глинистыми микрозернистыми известняками, содержащими примесь фораминифер. Известняки чередуются с известковистыми глинами и содержат редкие пропластки офиолитокластических граувакк и алевролитов. Вверх по разрезу эти отложения сменяются грубым флишоидом. Нулевые и резко сокращенные мощности толщи показательны для западной части хребта (с. Артаниш) и для полосы сочленения по разлому известняков верхнего сенона и офиолитов в среднем течении рек Дара, Гюней, Саринар (рис. 5).

Наибольшую мощность толща имеет в верхнем и среднем течении р. Гейсу. Видимая мощность алевролитов и глин превышает 80 м. Вверх по разрезу они сменяются ритмично чередующимися серыми микрозерни-

тыми известняками (20–30 см), черными кливажированными известковистыми глинами (10–20 см). В основании ритмопачек нередки граувакки и полимиктовые конгломераты. Интересно отметить крайне малое количество в конгломератах галек радиоляритов (в противоположность свите красных конгломератов). Мощность составляющих ритмопачки слоев изменчива. Так, интервалами мощность конгломератов возрастает до 1,5–2 м. Их накопление связано с размывом преимущественно известняковых поднятий. Суммарная мощность нижней и промежуточной толщи достигает 100–150 м. Сходные отложения картируются в восточной части хребта (бассейн рек Кунгур, Караиман), где черные алевролиты и граувакки выступают в основании позднесенонской известняковой формации.

Строение грубообломочной толщи с наибольшей полнотой наблюдается по водоразделу рек Гейсу и Шишкая, в 1 км севернее с. Шишкая. Над известняками кровли нижней толщи выступают зелено-серые и темно-серые разнообломочные конгломераты (40 м), выше сменяющиеся ритмично чередующимися конгломератами (2–5 м), граувакками (0,2–1,5 м). Интервалами ритм венчает пачка (0,2–0,5 м) тонкослоистых мелкозернистых и органогенно-детритовых известняков. В граувакках нередки остатки углефицированных растений, стяжения гидроокислов железа. Среди галек много известняков и пород офиолитовой серии. Эта толща вмещает единичные маломощные потоки диабазов и их брекчий (верховье р. Шишкая). В верховье р. Гейсу грубообломочные флишиодные отложения несогласно налегают на породы известняково-глинисто-песчаной толщи, перекрываются известняками позднего сенона и содержат, как и в ряде других пунктов (среднее течение р. Шишкая и др.), обильные остатки гастропод и пелеципод раннего сантона.

Из краткого обзора следует, что граувакковая формация, суммарная мощность которой достигает 500–600 м, по юго-западной периферии офиолитового трога имеет сокращенные мощности, и в ее строении значительное место принадлежит известняковой свите, при подчиненном значении флишиодной и конгломератовой свит. Ближе к осевой части палеотрога известняковая свита, вероятно, выклинивается и наибольшее развитие получают конгломератовая и флишиодная свиты. По простиранию прогиба флишиодно-конгломератовые отложения резко изменчивы в мощности, выполняя тектонически расчлененный рельеф офиолитовой депрессии. К западу от Севанского хребта в бассейне р. Дзорагет и в верховье р. Ахурян граувакковая формация имеет сокращенные мощности (до 50–100 м) и флишиодное строение (рис. 33, 34). Как отмечалось, в Севанском поясе состав пород граувакковой формации преимущественно офиолитокластический, в основных чертах сходный с ранее приведенным составом граувакковой формации Вединского пояса. Широкое распространение имеют также серпентинокластические песчаники и брекчии. Другим отличительным признаком является наличие в строении формации мелких протрузивных тел серпентинитов.

#### Известняковая формация

Наибольшие мощности формации сосредоточены на юз Севанского хребта, в районе сс. Бабаджан, Памбак (рис. 5, 35, 36). В разрезе

у с. Памбак нижняя секция формации слагается микрозернистыми темно-серыми известняками тонко- и среднеслоистыми, трещиноватыми, местами среднекристаллическими, с внутрислойными конкрециями кремней черного и серого цвета. Суммарная мощность этой свиты достигает 215 м. Верхняя свита мощностью до 260 м представлена известняками тонкослоистыми, темно-серыми, без конкреций кремней, в верхней части разреза - плитчатыми. Суммарная мощность формации достигает 650 м. В районе с. Артаниш и восточнее известняки чередуются с мергелями. Значительные - до 400 м, мощности формации выявляются в бассейне р. Саринар. Примечательно наличие среди известняков основания разреза нескольких слоев голубовато-зеленых известковых пелитовых туффигов, которые могут быть параллелизованы с раннекампанскими туффитами Сомхето-Карабахской зоны, вмещающих цеолититы и бентониты.

Резкое сокращение разреза формации отмечается к Зодскому перевалу, что указывает на существование поднятий. Возраст формации палеонтологически определяется как позднеэоценовый (Ренгартен, 1959). Более песчаные слои основания формации В. Т. Акопян (1970) относит к позднему сантону. Западнее Севанского хребта известняки позднего эоцена выступают в ядрах антиклиналей в р-не с. Фиолетово. Выходы известняков известны по левобережью верховья р. Дзорагет и в верховье р. Ахурян. Этим разрезам характерен менее глубоководный парагенез пород: помимо микрозернистых известняков, обычны известняки органогенно-обломочные (с мшанками и литотамниями). Участками известняки заметно перекристаллизованы. Суммарная мощность известняков бассейна р. Ахурян достигает 380-400 м.

## О ФОРМАЦИЯХ ОБРАМЛЕНИЯ ОФИОЛИТОВЫХ ПРОГИБОВ

### Сомхето-Карабахская и Предмалокавказская зоны Вулканокласто-седиментогенная формация

Породы формации залегают на отложениях раннеальпийского комплекса с угловым и азимутальным несогласиями, свидетельствующими о перерыве осадконакопления в титоне-неокоме.

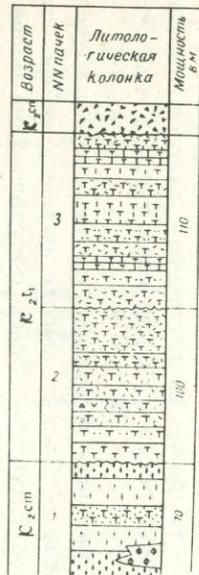
Наиболее верхняя секция формации условно по региональным сопоставлениям определяется ранним туроном. Кровля формации обрисовывается отложениями позднего турона, нижнего коньяка, залегающими несогласно и с размывом. Возраст базальных слоев формации палеонтологически датируется верхним альбом (Атабекян, 1952, Ренгартен, 1959), тем самым интервал накопления формации определяется поздним альбом-ранним туроном. Наиболее мощные, до 260 м, преимущественно пирокластические и туффитовые отложения развиты в пределах Папакарского синклиория (междуречье Барана и Джогас). Обстановка накопления повсеместно была мелководной. Вдоль северного борта Алавердского и Мургузского поднятий местами получили развитие наземно-островные спекшиеся туфы. В нижней секции формации продукты эксплозивного вулканизма имеют основной состав при повышенной щелочности. Крайне редко обнаруживаются эффузивные породы. Выше по разрезу, в сено-

Характеристика разрезов вулканокласто-седиментогенной формации Сомхето-Карабахской зоны

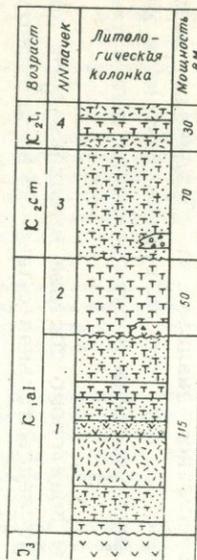
Таблица 25

Местоположение разреза	Главные (формациеобразующие) породы	Мощности в м	Наличие перерывов	Признаки ритмичности многослоев	Условия залегания на подстилающей толще и ее возраст	Обстановка формирования отложений
Папакарский синклинорий (с. Кохл)	Туфы псаммитовые (31%), алевроитовые (19%), туффиты а) алевроитопесчаные (6%), б) пелитовые известковые (22%), песчаники (20%), конгломераты (2%)	280	+	Интервалами пирокластический "флиш"	Несогласно на J3. Участками основания формации осложнено нарушениями J3	Мелководье вблизи Алавердского островного поднятия, участками наземно-островная обстановка.
Папакарский синклинорий (с. Котигех)	Туффиты алевроитопсаммитовые (49%), туфы алевроитопсаммитовые (44%), алевролиты и песчаники (5%), конгломераты (2%)	280	-	-	Несогласно на J3	Мелководье вблизи островного поднятия (восточная часть Адавердского поднятия)

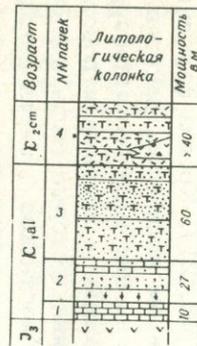
Разрез у г.Ноemberян



Разрез у с.Котигех



Разрез у с.Куци- Айрум



Разрез у с. Ачад жур



Разрез Иджеванского хребта

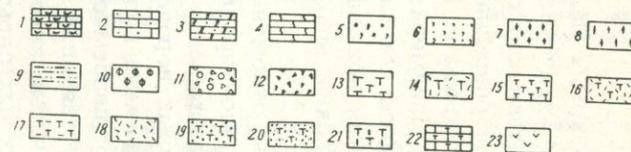


Рис. 20. Типы разрезов вулканокласто-седиментогенной формации.

Условные обозначения: 1. Известняки биоморфные и органогенно-детритовые, 2. Известняки песчано-алевритовые, 3. Доломиты песчаные, 4. Известняки перекристаллизованные (кристаллические), 5. Песчаники глауконитовые, крупно-среднезернистые, 6. Песчаники глауконитовые, средне-мелкозернистые и алевритовые, 7. Граувакки грубо-крупнозернистые, 8. Граувакки средне-мелкозернистые, 9. Алевролиты полимиктовые, 10. Конгломераты полимиктовые, 11. Конгломерато-брекчии, 12. Брекчии вулканические, 13. Туфы псаммитовые андезитового и андезито-базальтового состава, 14. Туфы псаммитовые андезито-дацитового и дацитового состава, 15. Туфы алевритовые андезитового и андезито-базальтового состава, 16. Туфы алевритовые андезито-дацитового и дацитового состава, 17. Туфопелиты, 18. Тефроиды, 19. Туфопесчаники, 20. Туфоалевролиты, 21. Туффиты известковые, 22. Туфоизвестняки, 23. Андезитовые и андезито-базальтовые порфириты. Приведенный разрез Иджеванского хребта характеризует северную периферию Севанского офиолитового пояса.

ман-раннетурунских отложениях вулканокластические продукты имеют состав, близкий к андезито-дацитам, дацитам и липарито-дацитам.

### Эффузивно-вулканокластическая формация

Породы формации северного крыла Папакарского синклинория моно-клинально погружающегося к Куринской депрессии, осложнены конседиментационными складками антикавказского простиранья и обычно ограничены конседиментационными разрывными нарушениями (Туманян, 1974). В долине р. Агстев на широте г. Иджеван и с. Ревазлу верхнемеловые отложения по системе близмеридиональных парных разломов сброшены до уровня верхнеюрского комплекса. Базальные слои формации палеонтологически датируются поздним туроном (полоса сс. Севкар-Ачаджур), местами раннеконьякским временем, а кровля – поздним сантоном (Ренгартен, 1959).

Позднетурун-раннеконьякские отложения с угловым и азимутальным несогласием залегают на осадочно-пирокластической толще альба-нижнего турана либо с большим перерывом в седиментации – на позднеюрских карбонатных и вулканогенных породах (рис. 21). Кровля формации в Папакарском синклинории выражена горизонтом липаритов, дацитов, кислых туфов и туффигов. Почти повсеместно на них налегает маркирующий базальный горизонт известняковой формации – красные и розоватые фораминиферово-микрозернистые известняки, которые выше сменяются мощной толщей пелитоморфных серых известняков и светло-зеленых, в разной степени бентонитизированных туфов, относимых к раннему кампану (Асланян, 1958; Ренгартен, 1959). А. Х. Мнацаканян (1968) объединяет их с нижнесенонскими накоплениями в единую вулканическую серию, однако в литолого-формационном анализе это объединение вряд ли целесообразно и прежде всего потому, что на рубеже сантона и кампана произошло резкое углубление бассейна и существенная смена режима седиментации.

Вулканокластические породы дацитового состава выклиниваются примерно на широте с. Ачаджур. Последовательная смена по восходящему разрезу базальтов андезитами и в кровле – липаритами отмечается лишь для зоны Папакарского синклинория. Южнее, в Агстевском палеопргибке формацию слагают базальты, андезито-базальты и андезиты, в основании которых местами получают развитие эксплозивные продукты андезито-дацитового состава (маркирующий горизонт спекшихся туфов у сс. Севкар, Ачаджур, Хаштарак).

Довольно существенны латеральные изменения состава и мощностей пород. По левобережью бассейна р. Джогас широко развиты кислые вулканические продукты и мощность формации здесь составляет не более 600 м. Однако южнее происходит резкое, почти двукратное наращивание мощностей (район с. Саригюх), наряду с преобладанием в строении формации продуктов базальтоидного вулканизма (рис. 32–34). Резкое сокращение мощностей наблюдается в южном направлении, у г. Иджеван, суммарная мощность формации уже не превышает 175 м (табл. 26), при этом в разрезе эффузивные породы уступают место тефроидам и вулканоидным песчаникам и конгломератам.

В строении формации могут быть обособлены следующие характерные ассоциации пород:

## Характеристика разрезов эффузивно-вулканокластической формации Сомхето-Карабахской зоны

Местоположение разреза	Главные (формациообразующие) породы	Мощности в м	Наличие перерывов в многослоев	Признаки ритмичности	Условия залегания на подстилающей толще и ее возраст	Обстановка формирования отложений
Папакарский синклиниорий, с. Кохп	Эффузивы базальтового и андезито-базальтового состава (48%), вулканические брекчии (16%), липариты и их туфы (12%), туфы и тефроиды андезито-базальтов (10%), граувакки (9%), известняки (5%)	1200-1300	-	-	Несогласно на $K_2^{sm-l}$	Мелководье южного борта Прикуринского прогиба
Южная часть Папакарского синклинория, с. Котигех	Вулканические и лавовые брекчии андезито-базальтов и андезитов, купола липаритов и пирокласты кислого состава	650	+(?)	-	Несогласно на $K_2^{sm-l}$	Прибрежное мелководье зоны вулканического островного поднятия. Участками наземно-островные образования
Иджеванский синклиниорий, с. Саригдох	Эффузивы базальтового и андезито-базальтового состава (30%), вулканические брекчии (28%), туфы, тефроиды и туффиты (25%), конгломераты, граувакки, известняки (суммарно 17%)	1200-1300	-	Интервалами вулканический "флиш"	Несогласно на $J_3$	Мелководье Агстевского поперечного прогиба, вблизи вулканических центров
Иджеванский синклиниорий, с. Ачаджур	Вулканические брекчии базальтового и андезито-базальтового состава (27%), брекчии и конгломерато-брекчии (21%), тефроиды и туффиты (16%), базальты и андезиты (15%), туфы алевритовые и псаммитовые (11%), известняки и песчаники (10%)	610	+	Интервалами вулканический "флиш"	Несогласно на $J_3$ участками на $K_2^1$	Мелководье Агстевского поперечного прогиба
Иджеванский синклиниорий, г. Иджеван	Тефроиды и туффиты (34%), вулканические брекчии базальтового и андезито-базальтового состава (23%), вулканоидные песчаники (14%), конгломераты (10%), известняки органогенно-детритовые (15%), лавы базальтов (4%)	175	-	-	Несогласно на $J_3$	Стык Агстевского поперечного прогиба с широтным-Иджеванским. Прибрежное мелководье
Иджеванский синклиниорий (Иджеванский хр., западная часть)	Туффиты псаммитовые, вулканоидные песчаники и алевролиты (56%), известняки тонко-микрозернистые и среднекристаллические (31%), органогенно-детритовые (7%), конгломераты (6%)	97	-	-	Несогласно на $K_4^{al}$	Мелководная зона сочленения с Севанским прогибом

Таблица 27

Состав вулканогенно-осадочных пород эффузивно-  
вулканокластической формации

Состав	1	2	3	4	5	6
<b>Кристаллокласты</b>						
Плагиоклаз	72,2	51,5	47,0	0,7	2,0	29,1
Кварц	-	1,3	-	-	-	-
Рудные	1,4	2,5	12,0	5,6	0,5	1,2
Авгит	0,9	-	1,0	19,4	10,0	1,8
Гиперстен	-	-	+	+	1,0	+
Роговая обманка обыкновенная	-	-	+	+	+	-
Сумма	74,5	55,3	60,0	25,7	13,5	32,1
<b>Литокласты и стекла</b>						
<b>Андезиты, андезито- базальты</b>						
Андезиты, андезито- базальты	10,1	6,4	20,0	18,6	56,5	27,8
Туфы	4,5	11,2	-	1,9	10,0	12,1
Вулканическое стекло	-	-	7,0	+	+	2,9
Шлаки	-	-	10,0	24,3	-	-
Интрузивы	-	2,5	-	-	-	-
Известняки	-	-	-	-	-	-
Сумма	14,6	20,1	37,0	44,8	66,5	42,8
<b>Цемент</b>						
Г.о. железа	+	+	+	+	+	25,1
Хлорит + глина	10,1	20,5	2,8	2,8	-	+
Цеолиты	0,8	4,1	0,2	26,7	20,0	+
Карбонаты	-	-	-	-	-	-
Сумма	10,9	24,6	3,0	29,5	20,0	25,1
Всего	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

1. Тефроид полевошпатовый, крупнозернистый, обр. № 249, нижний коньяк, с. Цахкаван. 2. Тефроид, разнозернистый, с преобладанием среднезернистых обломков, лито-плагиоклазовый, обр. № 70, верхний коньяк, с. Ачаджур. 3. Тефроид мелкозернистый лито-плагиоклазовый, обогащенный магнетитом, обр. № 47, верхний коньяк, с. Ачаджур. 4. Тефроид крупнозернистый кристаллокластический, обр. № 109, нижний сантон, с. Ачаджур. 5. Вулкановидный песчаник разнозернистый, с преобладанием среднезернистых обломков, кристалло-литокластический, обр. № 111 а, нижний сантон, с. Ачаджур. 6. Туф лито-витро-кристаллокластический, мелкозернистый, андезито-базальтовый, обр. № 79, верхний коньяк, с. Ачаджур.

ассоциация известковистых туффитов, туфопесчаников, агломератовых туфов андезито-дацитов (верхний турон - нижний коньяк);  
ассоциация гравийно-псаммитовых тефроидов и вулканокластических пород основного состава (нижне-верхнеконьякские отложения);



Химический состав пород эффузивно-вулканокластической формации

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	55,21	60,44	43,78	42,14	45,60	44,35	57,33	44,20	48,00	38,72	65,66	46,50	49,40	67,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,31	18,27	18,16	15,22	16,77	17,46	14,35	14,37	11,43	11,38	15,51	17,29	15,16	14,56
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,60	0,80	0,80	0,48	0,51	0,57	0,52	0,36	0,40	0,58	0,88	0,78	0,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,33	4,96	7,23	10,41	7,36	7,32	4,44	6,57	3,57	4,17	4,38	4,59	8,40	3,65
FeO	0,06	1,02	4,08	1,85	2,72	2,58	2,29	2,72	1,72	2,72	1,74	9,21	4,94	0,33
MnO	н.о.	0,09	0,11	0,16	0,09	0,15	0,15	0,10	0,07	0,04	0,07	0,16	0,15	0,01
MgO	2,12	1,65	3,06	7,22	4,83	6,34	3,49	5,01	1,67	3,41	1,27	6,44	3,32	0,71
CaO	5,80	5,88	8,12	10,05	9,40	9,04	7,29	8,35	16,39	18,99	2,11	11,41	8,12	2,13
Na <sub>2</sub> O	4,07	3,30	5,60	3,22	4,36	3,96	2,82	4,16	2,60	2,04	4,74	2,16	2,46	2,47
K <sub>2</sub> O	1,20	0,75	0,35	0,47	0,15	0,55	1,96	1,14	0,87	1,77	2,21	0,98	2,14	6,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,14	0,11	0,13	0,18	0,28	0,35	0,43	0,34	0,46	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
S	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,18	сл.	сл.	сл.	0,23	0,24	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
H <sub>2</sub> O	1,30	0,62	0,86	1,40	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,38	0,50	н.о.	0,34
П.п.п.	5,80	3,16	7,26	7,83	8,06	8,28	5,59	12,40	13,53	16,00	0,86	0,74	6,02	1,82
CO <sub>2</sub>	н.о.	0,19	1,53	н.о.	н.о.	5,15	1,68	5,33	11,36	13,73	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	100,34	100,88	99,52	100,90	100,18	100,85	100,63	99,97	100,78	100,34	99,52	100,96	100,89	99,89

1. Тефроид лито-полевошпатовый грубозернистый, нижний коньяк, с. Цахкаван, обр. № 240.
2. Тефроид полевошпатовый средне-крупнозернистый, нижний коньяк, с. Цахкаван, обр. № 256.
3. Тефроид лито-кристаллокластический, псаммитовый, коньяк, скв. № 8, обр. № 8.
4. Тефроид кристалло-литокластический крупнозернистый, со значительной примесью грубозернистого материала, верхний коньяк, с. Ачаджур, обр. № 109.
5. Тефроид лито-плаггиоклазовый, крупнозернистый, с. Цахкаван, средняя проба из трех обр. (№№ 282-281), нижний коньяк.
6. Вулканоидный песчаник и псаммитовый тефроид, коньяк-нижний сантон, с. Ачаджур, средняя проба из десяти образцов.
7. Вулканоидный песчаник, верхний сантон, м. Кривой мост, средняя проба из трех обр. (№№ 135-138).
8. Вулканоидная плаггиоклазовая, мелко-среднезернистая граувакка, коньяк, Иджеванский хребет, средняя проба из трех обр. (№№ 2310-2319).
9. Песчаник кварцево-полевошпатово-литокластический, мелко-среднезернистый, нижний коньяк, с. Кохл, средняя проба из шести обр. (№№ 568-570).
10. Граувакка вулканоидная плаггиоклазовая алевро-мелкопесчаная, Иджеванский хр., сантон, ср. проба из двух обр. (№№ 2321, 2322).
11. Туф андезито-дацитовый, нижний коньяк, с. Ачаджур (обр. № 226).
12. Порфирит оливиновый долеритовый, верхний коньяк, с. Ачаджур (обр. № 110).
13. Порфирит андезитовый, верхний сантон, с. Сариг'ох (обр. № 1466).
14. Липаритовый порфир, верхний сантон, сс. Кохб, Котигех, средняя проба из трех обр. (по данным А. Х. Мнацаканян и автора).

ассоциация базальтовых и андезитовых порфиритов и вулканических брекчий и туфов (верхний коньяк — нижний сантон);

ассоциация эффузивных, вулканокластических и экструзивных пород дацитового и липаритового состава (верхний сантон, Папакарский синклиний).

Условия накопления формации были мелководными. В палеогеографическом отношении это был шельф, обрамлявший Алавердское и Мургузское поднятия. Вопросы палеовулканизма, палеогеографии и литологии изложены в ряде работ (Мнацаканян, 1968; Сатиан, 1974). Петрохимически вулканиды принадлежат к известково-щелочной серии — обстоятельство весьма примечательное для сравнения с вулканогенными породами офиолитовых серий.

Приведем краткое описание наиболее распространенных пород — тефроидов.

Тефроиды алевро-псаммитовые. По составу выделяются плагиоклазовые, лито-плагиоклаз-авгитовые (и роговообманковые) и плагиоклаз-авгит-литокластические разности. Порода массивная и крупнослоистая, слоистость напластования неровная, изредка косослоистая, структура от алевритовой до гравийно-псаммитовой, отсортированность слабая. Горизонты тефроидов наиболее развиты в нижней-средней секции разреза формации в зоне значительных мощностей и почти по всему разрезу формации в зонах сокращенных мощностей. Тефроиды участвуют в строении ритмопачек, составленных в нижней части вулканокластическими брекчиями и брекчие-конгломератами, выше — тефроидами и в кровле — туфами. Мощность ритмопачек колеблется от 2–3 м до 10–30 м. Тефроиды являются продуктами перемыва вулканокластического материала, базальтового и андезито-базальтового состава. Минеральный и химический их состав приведен в табл. 29, 30.

#### Известняковая формация

Розовые и красноватые мелкофораминиферовые известняки — маркирующий базальный горизонт формации, палеонтологически датируются кампанским веком (Ренгартен, 1959). Эти отложения со скрытым несогласием налегают на мелководные и участками наземно-островные образования эффузивно-вулканокластической формации. Вверх по разрезу мелкофораминиферовые известняки сменяются микрозернистыми известняками — преобладающим типом пород формации. Участки биогермных и органогенно-детритовых известняков оконтуривают внутренние поднятия. В остальных зонах доминировали сравнительно глубоководные условия осадконакопления. В пределах Папакарского синклиория (сс. Кохб, Котигех) известняки раннего кампана переслаиваются с горизонтами туфов<sup>х</sup> и туффитов (рис. 35). Это секция разреза формации, обособляется по условиям литогенеза в вулканокласто-седиментогенную (известняково-пирокластическую) субформацию. К Иджеванскому синклинию в районе сс. Саригюх и Ачаджур пирокластические породы выклиниваются и вновь получают распространение в более южных разрезах, в райо-

х Витрокластические разности туфов интенсивно монтмориллонитизированы и участками цеолитизированы (Авакян, 1973; Петросов, 1974).

Характеристика разрезов известняковой формации Сомхето-Карабахской зоны

Местоположение разреза	Главные (формациеобразующие) породы	Мощности в м	Наличие перерывов	Признаки ритмичности многослоев	Условия залегания на подстилающей толще и возраст последней
Папакарский синклиорий, с. Кохб	Известняки микро-криптозернистые (70%), туффиты и туфы (30%)	400-600	-	Изредка интервалами глинисто-известняковый флишюид	Без заметного углового и азимутального несогласия на $K_2^{st}$
Юго-восточная часть Папакарского синклиория, с. Котигех	Известняки органогенно-обломочные и биоморфные (80%), туфы (20%)	100-200	-	-	Облегание куполов липаритов $K_2^{st}$
Иджеванский синклиорий, сс. Ачаджур, Саригюх	Известняки крипто-микрозернистые (95%), фораминиферовые (1-2%), известковые туффиты пелитовые (до 4%)	300	-	В нижней части разреза чередование с туффитами	Согласно на породах $K_2^{st}$
Иджеванский синклиорий, Иджеванский хребет, западная часть	Известняки крипто-микрозернистые (90-98%), Известняковый конгломерат (2-10%)	500	+	-	Согласно на породах $K_2^{st}$

не г. Иджеван и с. Верин Агдан. Наиболее значительные мощности – до 500–600 м формация имеет в пределах Папакарского и южного крыла Иджеванского синклинория (табл. 29).

### Базумо–Кафанская зона

#### Эффузивно–вулканокластическая формация

Вопросы возраста и строения формации в пределах северного крыла Кафанского антиклинория (бассейн р. Воротан) рассмотрены В. Т. Акопяном (1970) и Ж. О. Степанян (1974). Нижняя часть разреза формации (рис. 22) представлена чередованием вулканокластических и реже эффузивных пород с известняками (верхний турон – нижний коньяк), средняя – вулканомиктовыми песчаниками и вулканокластическими грубообломочными отложениями (верхний коньяк). Венчает разрез вулканокластическая толща, содержащая потоки андезито–базальтовых порфиритов. Возраст верхней свиты определяется сантоном предположительно. В латеральных направлениях вулканокластические грубообломочные отложения сантона сменяются мелко–тонкообломочными (скважина у г. Сраберд). Суммарная мощность формации достигает 700 м (рис. 22). Детальное картирование (Р. Т. Таян, Р. Т. Джрбашян и др.) показало широкое развитие третичных экструзий порфиритов, выявленных от бассейна р. Шишкерт на юге до района с. Сваранц – на севере, кроме того по левобережью бассейна р. Агандзугет, помимо секущих тел, имеются покровы порфиритов, сходных с экструзивными и ранее предположительно относимых к сантону. К сантону ошибочно были отнесены также спилиты и радиоляриты офиолитовой серии, выступающие в ущелье Агандзугет и находящиеся в тектонических соотношениях с вышележащими вулканитами сраберд–такцарской свиты.

На Восточно–Севанском хребте (верховье р. Масрик) породы формации выступают в ядрах мелких антиклинальных складок субширотного простирания в приводораздельной части хребта. Типы разрезов приведены на рис. 23. Основание формации нигде не вскрыто. С угловым несогласием на породы кровли налегает маркирующий горизонт массивных, нередко песчаных известняков, содержащих, по данным В. Т. Акопяна, богатую ископаемую фауну маастрихта. Граница вулканогенной и известняковой толщ, по правобережью речки Сонабулаг, представлена переходной пачкой гравийных и псаммитовых литокластических туфов, туффитов светло–серого цвета, по составу относящихся к дацитам. Наиболее распространенные породы формации – оливиновые базальты, слагают мощные потоки в нижней и средней частях разреза. Местами они заметно ошлакованы с переходами по восходящему разрезу в грубо–среднеобломочные вулканические брекчии. Петрохимический состав вулканитов формации, по данным Г. А. Казаряна, отвечает известково–щелочной серии. В верхней части разреза широко развиты грубообломочные туффиты – "карабахиты", которые сложены разноразмерной шлаковой брекчией миндалекаменных базальтовых порфиритов, заключенной в консидиментационном карбонатном цементе с остатками раковин фораминифер. Вдоль краев обломков базальтов в карбонатном цементе развиваются окремнение и доломитизация. Возрастной интервал накопления формации остается недостаточно ясным, вместе с тем, исходя из сходства тектонической позиции с формацией басс. р. Воротан и некоторыми общими

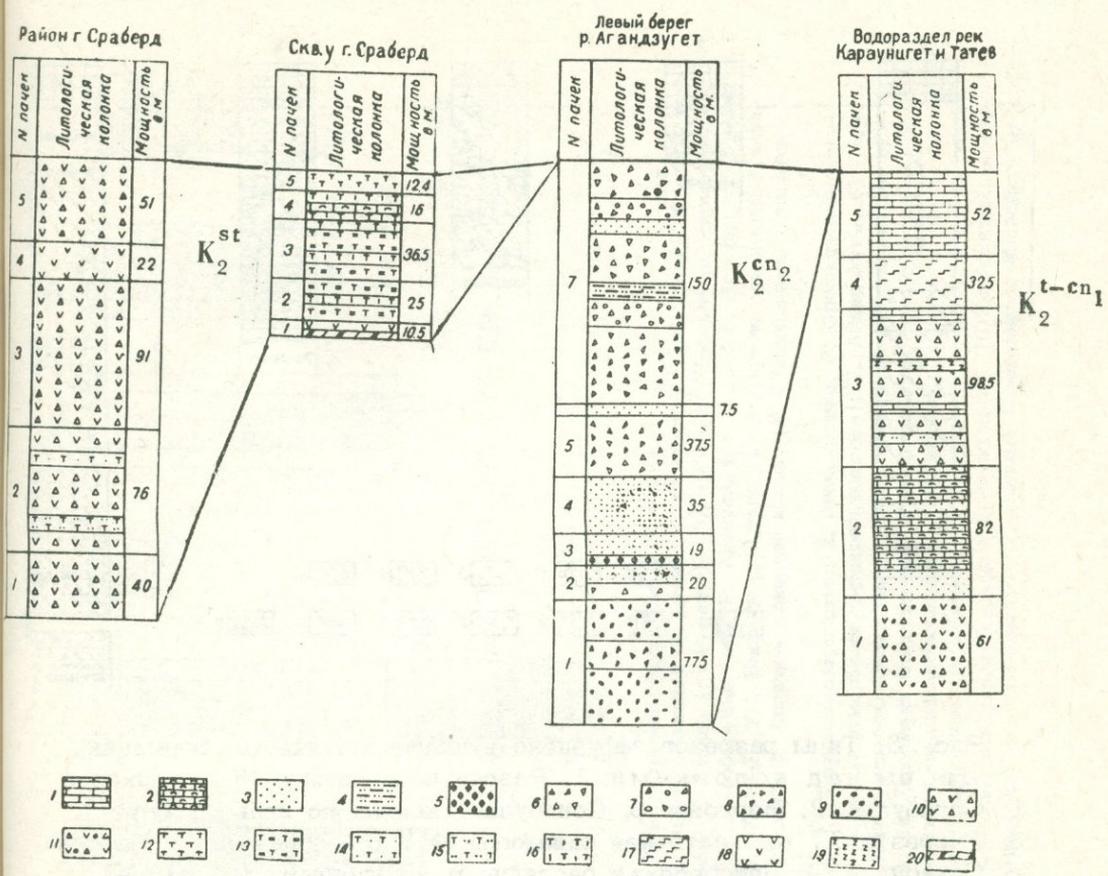


Рис. 22. Типы разрезов эффузивно-вулканокластической формации (по Ж. О. Степанян, 1974)

1. Известняки микрозернистые.
2. Известняки органогенно-детритовые.
3. Песчаники.
4. Алевролиты плагиоклазовые.
5. Конгломераты полимиктовые.
6. Брекчии.
7. Конгломерато-брекчии.
8. Вулканоидные брекчии.
9. Вулканоидные конгломераты.
10. Вулканические брекчии.
11. Вулканические конгломерато-брекчии.
12. Туфы алевритовые, андезитовые.
13. Туфы пелитовые.
14. Туффиты псаммитовые.
15. Туффиты алевритовые.
16. Туффиты известковые.
17. Базальты.
18. Андезито-базальты и андезиты.
19. Диабазы.
20. Марганцевые руды.

чертами состава, возраст формации бассейна р. Воротан может быть раннесенонским (возможно, включая поздний турон).

Анкаван-Мегринская зона

Граувакковая формация

Позднемеловые грабеновидные палеодепрессии, наложенные на поднятия доальпийского фундамента, в пространстве между Зангезурским и

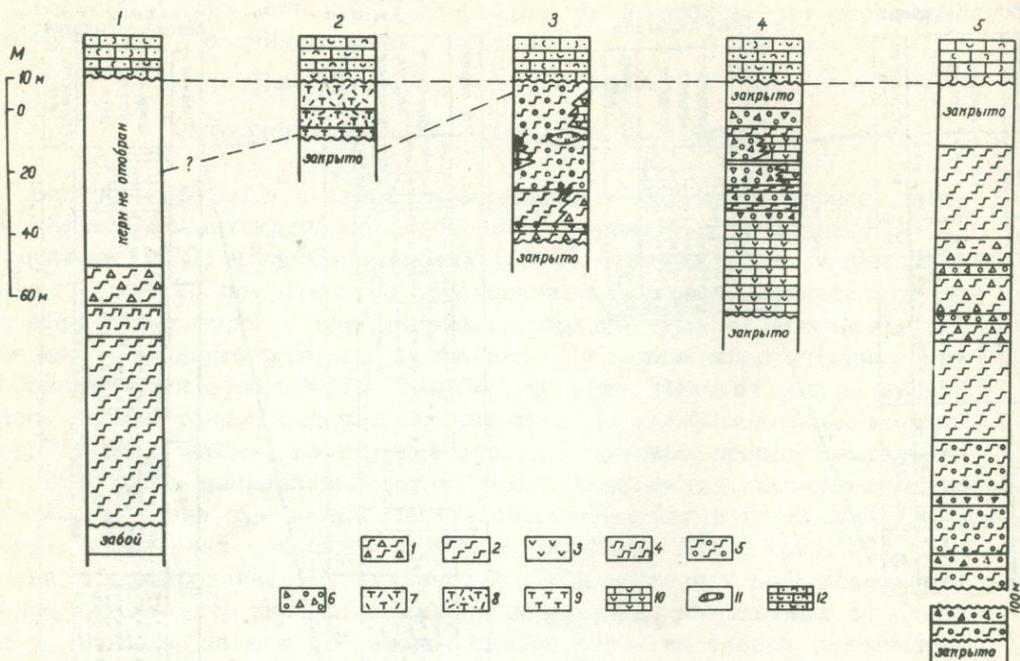


Рис. 23. Типы разрезов эффузивно-вулканокластической формации.

Цифры над колонками: 1. Разрез по скважине № 1, верховье р. Сонабулаг. 2. Верховье р. Сонабулаг (канавка по правому борту). 3. Разрез в 0,7 км восточнее скважины № 1 (по обнажению), бассейн р. Сонабулаг. 4. Левобережье бассейна р. Кошабулаг, в 1 км ю-в г. Хаджи-Имандаг. 5. Правобережье бассейна р. Кошабулаг.

Обозначения пород: 1. Вулканические брекчи базальтов. 2. Базальты оливиновые. 3. Порфириды базальтовые. 4. Базальты с интерстиционным кварцем. 5. Ошлакованные базальты. 6. Брекчи и конгломерато-брекчи. 7. Туфы липарито-дацитовые гравийно-псаммитовые. 8. Туфы гравийные андезитовые андезито-дацитовые. 9. Туфы гравийно-псаммитовые. 10. Грубообломочные известняковые туффиты ("карабахиты"). 11. Конкреции кремней. 12. Известняки биоморфные и органогенно-детритовые с песчаной и гравийной примесью.

Вединским офиолитовыми поясами, были выполнены граувакками, конгломератами и реже известняками. Мощности граувакковой формации (рис. 24, 33) варьируют в широких пределах. Возраст формации, по палеонтологическим данным (Егоян, 1955; Ренгартен, 1959; Акоюн, 1970), охватывает турон-раннесенонское время. Мощность отложений нарастает от центральной части Анкаван-Мегринской зоны к ее периферии. Состав граувакк сланцевокластический и кварц-полевошпатовый, цемент почти повсеместно карбонатный. Довольно характерным является ритмичное чередование пород с развитием терригенного флишоида. Мелководная обстановка накопления формации достоверно определяется по комп-

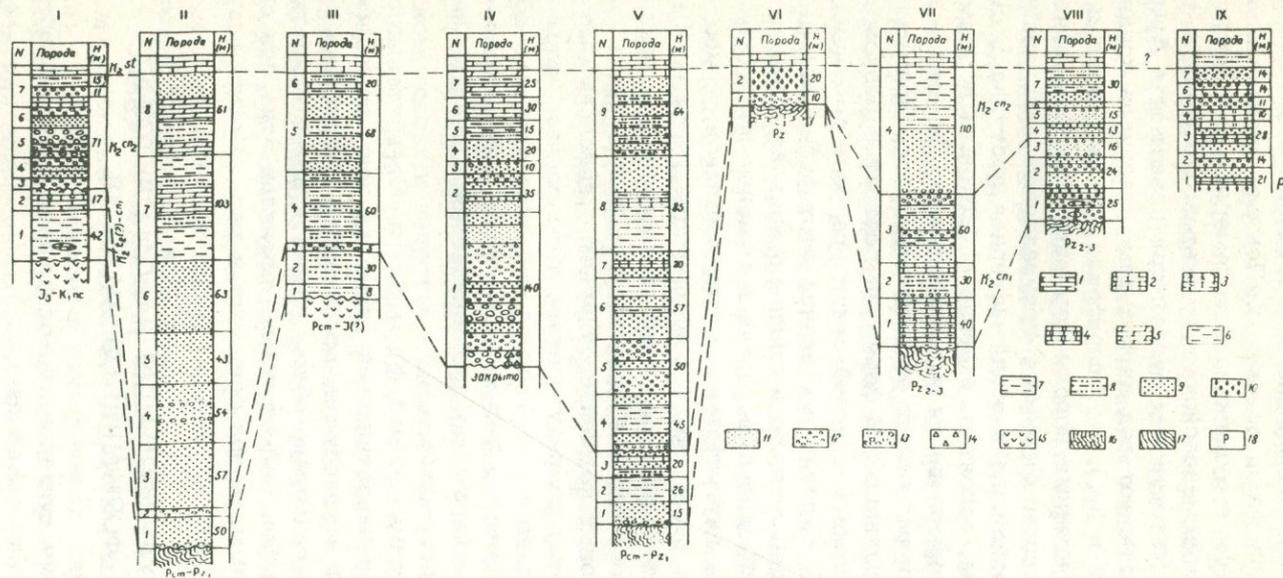


Рис. 24. Типы разрезов граувакковой формации.

Обозначения над колонками (местоположение разрезов): 1. Армянский Памб, северный склон у с. Лернаван, П. Верховье правого притока р. Даллар (по Егояну В. Л., 1970), Ш. Бассейн р. Мармарик, район с. Анкаван (по В. Т. Акопяну), 1У. Левобережье басс. Р. Агверан, в 5 км с-з с. Агверан, У. Район с. Агверан (по В. Т. Акопяну), У1. Скв. № 14-Р, УП. Бассейн р. Аргичи, южное крыло одноименной антиклинали (по В. Л. Егояну, 1970), УШ. Бассейн р. Аргичи - северное крыло, 1Х. Правобережье бассейна р. Шншкерт.

Обозначения пород. Известняки: 1. Микромелкозернистые; 2. Песчаные; 3. Органогенно-детритовые; 4. Кремнистые; 5. Мергели; 6. Глины (монтмориллонит-гидрослюдистые); 7. Алевролиты; 8. Песчаники глинисто-известковые; 9. Граувакки сланцевокластические, а также микститовые (с примесью вулканогенного и ганитоидного материала); 10. Граувакки микститовые: сланцевокластические с примесью офиолитокластического материала; 11. Гравелиты сланцевокластические и микститовые; 12. Конгломераты сланцевокластические с примесью вулканогенных и гранитоидных обломков; 13. Валунные отложения; 14. Конгломерато-брекчии; 15. Вулканогенная базальт-липаритовая серия поздней юры-неокома (?); 16. Карбонатные и терригенно-карбонатные отложения среднего-верхнего палеозоя-триаса; 17. Древний (досреднепалеозойский) метаморфический комплекс; 18. Разломы.

лексу обильной гастроподово-пеллециподовой ископаемой фауны, частыми находками кораллов, знаков волновой ряби и косо́й слоистости мелко-водья, наличия пачек разнообломочных плохо отсортированных конгломератов, состоящих из обломков пород основания. Помимо сланцевоклас-тических разностей, встречены граувакки и конгломераты, содержащие материал размыва пород раннемезозойских базальто-липаритовых серий и гранитоидов. Выходы материнских вулканитов известны в Армянском Памбе. Гранодиориты слагают ряд интрузивных массивов поздней юры - неокома (Гехаротский и др.). По периферии, вдоль границ с офиолитовыми поясами, терригенные породы формации содержат офиолитокластическую примесь. Таковы к примеру граувакковые накопления в бассейне р. Аргичи. Офиолитокластический материал поступал в смежные с офиолитовыми прогибы, вероятно, в связи с блоковым воздыманием офиолитов на стадии формирования надофиолитового "чехла" и латеральными гравитационными развалами офиолитовых масс. Примечательная особенность строения граувакковой формации состоит в резком огрубении терригенного материала в средней секции разреза формации. В ряде мест (Армянский Памб, бассейн р. Аргичи) этот рубеж палеонтологически датируется границей раннего и позднего коньяка (Ренгартен, 1959; Акопян, 1970, 1975). Фациальные резкие изменения по восходящему разрезу формации и признаки внутриформационных размывов, а местами более длительно выраженных перерывов в седиментации, вероятно, были обусловлены ростом поднятий в связи с общей компрессией, охватившей и зоны срединных массивов, и соседние офиолитовые трог.

Верхняя секция граувакковых формаций отличается довольно быстрым утонением по восходящему разрезу состава терригенных отложений. В ритмике наложения наблюдается все большее число органогенно-обломочных известняков. В постепенном переходе к известняковой мелко-водной формации сантона-позднего сенона обозначается тенденция нарастания позднемеловой трансгрессии.

Несколько слов об известняковой формации. Сравнительно с зонами офиолитовых прогибов известняковая формация зоны срединных массивов отличается малыми мощностями, ассоциацией микритовых известняков с известняками органогенно-обломочными и известковистыми алевролитами. В гораздо большей степени в пределах этих зон сказался и эпигенетический размыв пород формации в ларамийскую фазу складчатости.

### О КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ ФОРМАЦИЙ НАДОФИОЛИТОВОГО "ЧЕХЛА" И ФОРМАЦИЙ ОБРАМЛЕНИЯ

Остановимся на корреляции вулканогенно-осадочных формаций обрамления офиолитовых поясов Малого Кавказа.

Вулканокласто-седиментогенные формации имеют широкое развитие в пределах западного и юго-восточного сегментов Сомхето-Карабахской зоны. В Аджаро-Триалетской зоне они латерально сменяются мощными (2-3 км) эффузивно-вулканокластическими накоплениями (Заридзе и др., 1961; Джанелидзе и др., 1974; Гамкрелидзе, 1976). Терригенные отложения, содержащие горизонты туффитов, распространены от Казахского до Мартунинского синклиналиев (Акаева, 1970). Возраст

формации в Сомхето-Карабахской и Предмалокавказской зонах определяется альбом-туроном, местами верхняя секция разреза слагается отложениями раннеконьякского возраста.

Эффузивно-вулканокластические формации Сомхето-Карабахской и Базумо-Кафанской зон отлагались в поперечных палеопрогихах. Прибрежные литофации, как правило, не сохранились в современном эрозионном срезе. По простиранию палеопрогихов обнаруживается тенденция наращивания мощностей при понижении индекса эксплозивности андезито-базальтового вулканизма.

Эффузивно-вулканокластическая формация в Артвино-Болнисской зоне занимает в разрезе стратиграфическое положение, отвечающее турону-раннему сенону. Этот же тип формации характеризует турон-ранне-сенонские отложения центральной и юго-восточной частей Предмалокавказской зоны. В латеральном направлении к Рионо-Куринской депрессии, судя по данным бурения, они фациально сменяются мощными известняково-терригенными накоплениями. Вопрос этот представляет практический интерес в связи с поисками нефти и газа в мезозойском комплексе. Наименее ясны латеральные соотношения вулканокластических и офиолитовых прогибов. Понятно, что разный стратиграфический интервал накопления кремнисто-вулканогенной и эффузивно-вулканокластической формаций сам по себе ограничивает корреляционные возможности. Кроме того, прогибы этих двух типов оказываются в ряде случаев разграниченными достаточно крупными поднятиями метаморфического фундамента. Пожалуй, наилучшим объектом для дальнейших исследований являются: район Иджеванского хребта (переход от Сомхето-Карабахской к Севанской зоне) и бассейн р. Агандзугет, в зоне Зангезурского разлома (переход к Зангезурской офиолитовой зоне).

Граувакковая и известняковая формации стадии стабилизации офиолитовых прогибов имеют максимальные мощности в Севанском и Вединском поясах и напротив, сокращенные мощности - в Зангезурском поясе. Нулевые мощности отмечаются в бассейне р. Агандзугет и в разрезе скважины у с. Карцахпюр; толща известняков, конгломератов и песчаников мощностью до 70 м обнажается в бассейне р. Дзкнагет, также на южном склоне Базумского хребта. Можно поэтому допустить, что в сенонское время Зангезурский офиолитовый трог развивался преимущественно в инверсионном режиме, подобно Анатолийским офиолитовым зонам, для которых также характерны сокращенные мощности надофиолитовой "оболочки" или "чехла".

Следует оговориться, что в наиболее узком смысле к "чехлу" было бы правильнее относить тот комплекс, которым перекрыты, "запечатаны" наиболее мощные и тектонически подвижные блоки офиолитового пояса. Краевые, фланговые части формаций, наложенные на зоны нулевых или сокращенных мощностей офиолитовой серии, могут быть отнесены к комплексу "чехла" лишь условно, причем эти формации имеют обычно значительные мощности. В этих же периферических зонах, параллельных офиолитовому палеотрогу, в палеогене обособляются дочерние прогибы, которые развивались в принципиально ином тектоническом режиме; один из дочерних прогибов явился зоной мощного вулканизма, и формации палеогена в его пределах достигают максимальной мощности, тогда как по другую сторону, на юге офиолитовой зоны накопились



Рис. 25. Типы и ряды вулканогенно-осадочных и осадочных формаций альба-позднего мела Армянской ССР.

Обозначение над колонками. I. Предмалокавказская зона. П. Сомхето-Карабахская зона. Ш. Севанская офиолитовая зона. Ю. Базумо-Кафанская зона. У. Зангезурская офиолитовая зона. У1. Анкаван-Мегринская зона. УП. Вединская офиолитовая зона. УШ. Урц-Джульфинская зона.

Региональные формации. 1. Вулканокласто-седиментогенная, мелководная. 2. Вулканокласто-седиментогенная глауконитоносная, мелководная. 3. Вулканокласто-седиментогенная (осадочно-пирокластическая) субформация с бентонитами и цеолитами; сравнительно глубоководная и мелководная. 4. Эффузивно-вулканокластическая (базальт-андезитовая) с высоким индексом эксплозивности, мелководная, местами наземно-островная, марганценосная. 5. Эффузивно-вулканокластическая (базальт-липаритовая) с высоким индексом эксплозивности; мелководная, местами наземно-островная, марганценосная. 6. Эффузивно-вулканокластическая, базальтовая, андезит-базальтовая, участками контрастно дифференцированная, содержащая в кровле липарито-дациты; мелководная. 7. Кремнисто-эффузивная, глубоководная; марганценосная. 8. Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая; сравнительно глубоководная. 9. Граувакковая (преимущественно офиолитокластическая); мелководная. 10. Граувакковая (сланцевокластическая), мелководная. 11. Калькаренитово-граувакковая, мелководная. Известняковая органогенно-детритовая субформация; мелководная. 12. Известняковая: а) сравнительно глубоководная; б) мелководная. 13. Известняковая органогенно-обломочная, местами рифогенная; мелководная. 14. Терригенно-карбонатная флишоидная, мелководная. 15. Известняковая формация поздней юры - неокома. 16. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации поздней юры. 17. Известняковые и терригенно-известняковые формации среднего-верхнего палеозоя - триаса. 18. Досреднепалеозойский метаморфический комплекс.

минимальные по мощности существенно осадочные толщи; сокращены мощности, как правило, и в осевой части офиолитовой зоны.— хорошим примером являются палеогеновые формации Вединского офиолитового пояса. Поэтому очевидно определяющее место граувакковой, и известняковой формации сенона, а не флишевых формаций палеогена в структуре надофиолитового "чехла", в узком смысле этого понятия.

Возвращаясь к сравнительной характеристике формаций, нельзя не обратить внимания на отсутствие в строении граувакковой формации Вединской зоны аналогов известняковой свиты Севанского пояса. Базальный маркирующий горизонт бурых конгломератов и брекчий можно условно параллелизовать лишь со свитой красных конгломератов Севанского пояса. Следовательно, в Севанском и Вединском прогибах новообразование внутренних офиолитовых поднятий завершилось неодновременно. Условно и корреляция верхней секции граувакковых формаций обоих поясов, где, как отмечалось, преимущественно развиты флишеидные отложения.

В Севанском поясе флишеид накапливался в конце позднеконьякского и в начале раннесантонского времени, между тем в Вединском поясе возраст отложений палеонтологически датируется лишь позднеконьякским веком (Ренгартен, 1959; Аюбян, 1970), а к сантону в этой зоне относится нижняя секция известняковой формации. Нет полной синхронности и в накоплении известняковой формации, отражающей стадию наибольшей стабилизации прогибов. В Севанской зоне начало ее накопления палеонтологически датируется поздним сантоном (Аюбян, 1970), тогда как в Вединской зоне — раннесантонским временем (Ренгартен, 1959; Аюбян, 1970). Зангезурский офиолитовый пояс на значительном протяжении не содержит сенонского надофиолитового "чехла", что указывает на значительный размах воздымания офиолитов, в то время как Севанская и Вединская зоны представляли глубокие седиментационные бассейны. Кроме того, в Зангезурском поясе интенсивнее проявилась ларамийская фаза складчатости, завершившаяся в среднем палеогене мощным вулканизмом, тогда как в развитии Севанской и Вединской зон сильнее проявились постсреднеэоценовые движения (пиренейская фаза складчатости).

Стадия стабилизации в вулканокластических прогибах образования наступает с кампанского века. Особенностью строения сенонского разреза этих зон являются: отсутствие граувакковой формации и, напротив, развитие известняковой формации, сходной с формациями офиолитовых прогибов. Однако мощные и сравнительно глубоководные формации Предмалокавказской и Сомхето-Карабахской зон, содержат осадочно-пирокластическую субформацию с бентонитами и цеолитами, которая не обнаружена и, вероятно, отсутствует в офиолитовых зонах. В зонах преобладающих геосинклинальных тенденций (Анкаван-Мегринской, Базумо-Кафанской) формации, синхронные стадии стабилизации, имеют сравнительно малые мощности, преимущественно известняковый состав, при этом в их строении обычны детритовые известняки мелководного облика с пропластками терригенных пород.

## Глава III

# ВУЛКАНИЗМ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ ПРОГИБОВ

## ВУЛКАНИЗМ И КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ

Поскольку глубоководные продукты вулканизма в офиолитовых сериях региона слоятся с радиоляритами, то для определения ритмики вулканизма необходимо знать, каковыми были скорости отложения радиоляритов. Для мезозоя Тетиса они оцениваются в 1–4 мм за 1000 лет (Cargison, 1974). Если принять среднюю скорость – 3 мм за 1000 лет, то для накопления кремнистой толщи, мощностью в 300 м, т.е. равной по мощности кремнистым отложениям саринарской "фашии" Севанского хребта, потребовалось бы 100 млн. лет. В отсчете от сеноман-туронского времени (кровля формации) начало седиментации обозначается в этом случае на рубеже позднего триаса – юры. Вулканиды составляют более чем 500 м от суммарной мощности разреза, и время их накопления также должно быть вовлечено в расчет. Однако очевидна обоснованность выводов о доверхнемеловом возрасте силицитов, поскольку в средней секции разреза формации определяются меловые родовые формы радиолярий (Жамойда и др., 1976). Коррективы в скорости накопления осадков возможны в том случае, если допустить, что кроме радиолярий значительную часть кремнистых пород составляют продукты газо-гидротермальной садки: Si, Fe, Mn и, кроме того, увеличение скорости накопления произошло за счет примешивания продуктов эксплозий, достигающих 10% от общего объема кремнистых пород.

Для оценки скоростей накопления рассмотрим внутреннее строение силицитов. Мощность микрослоек оценивается в 0,2–0,8 мм, поэтому если полагать, что пара таких слоев – один обогащенный, другой – обедненный либо лишенный радиоляриевых скелетов, отвечают годичным сезонным колебаниям продуктивности планктона, то условно за год накопится от 0,4 до 1 мм породы. За 1 млн. лет – интервал времени менее яруса – может накопиться от 400 до 1000 м породы. Таким цифрам все же противоречат: более широкий – альбский–допозднеконьякский возраст пород, по данным радиоляриевого анализа (Жамойда и др., 1976), среднемеловой возраст офиолитов северной Анатолии (Zinkmann, 1976). Кроме того в зоне максимальных мощностей по восходящему разрезу не обнаруживаются признаки резкой смены фаций, а мелководные отложения появляются лишь в верхней секции разреза.

Беспрерывность глубоководного осадконакопления и принадлежность всей кремнисто-вулканогенной толщи к одному тектоническому этапу развития региона представляются поэтому наиболее убедительными. Таким для малокавказского региона этапом является альбский - верхне-меловой этап, структурно и историей седиментации разобщенный от раннеюрского - неокомского этапа. Нижний предел формирования кремнисто-вулканогенного комплекса датируется, конечно, предположительно. При интервале времени накопления формации ( $K_1^{al}-K_2^{cn1}$ ) в 15 млн. лет среднюю скорость накопления малокавказских радиоляритов примем равной 15 мм за  $10^3$  лет. Время накопления пачек силицитов мощностью от 5 до 80 м, заключенных между потоками вулканитов, соответственно определяется от  $3,3 \times 10^5$  до  $5,3 \times 10^6$  лет. Для кремнистых пачек мощностью до 0,5-3 м (кровля формации) время накопления будет равно  $3,3 \times 10^4 - 2 \times 10^5$  лет. Нарастание частоты вулканических извержений к концу офиолитовой стадии оказывается характерной чертой эволюции не только Севанской, но и Вединской офиолитовой зоны.

Ритмика офиолитового вулканизма и вулканизма зон обрамления принципиально различия в том отношении, что в мелководных прогибах обрамления (в Агстевском и ему подобных) интервалы между вулканической активностью, обозначаемые такими высокоскоростными осадками, как биоморфные известняки, тефроиды, вулканоидные обломочные накопления, были на несколько порядков кратковременнее, и в целом вулканическая активность была напряженнее, чем в прогибах офиолитового типа. Не менее примечательно различие между ними, выраженное в типах продуктов вулканизма и степени эксплозивности (табл. 30).

Таблица 30  
Соотношение продуктов эффузивного и эксплозивного вулканизма в вулканическую стадию развития прогибов

Породы зоны	Севан- ская (офиоли- товая)	Зангезур- ская (офиолито- вая)	Ведин- ская (офиоли- товая)	Сомхето- Карабах- ская (об- рамление)	Базумо- Кафанская (обрамле- ние)
Эффузивы					
а) Афировые	++++	+++	++	+	-
б) Порфиновые	+	++	++	++++	+++
Вулканоклас- тические по- роды	+	++?	+++	++++	++++
а) Кристал- локластика	+	+?	++	+++	+++
б) Витроклас- тика	+	++	++++	+	++
в) Литоклас- тический компо- нент	+	+?	++	+++	+++
Гиалокласти- ты	+	+	++	-	-

Примечание: ++++ - очень много, +++ - много, ++ - есть, + - мало, - - нет.

В приводимой сравнительной оценке вулканизма офиолитовых прогибов и зон обрамления представляет большой интерес интервал проявления вулканических процессов и выяснение принципиальных возможностей реконструкции латеральных фациальных переходов между названными зонами.

Интервал проявления офиолитового вулканизма по палеонтологическим данным, хотя еще довольно скудным, и по единичным радиологическим определениям укладывается в "среднемеловое" время, предположительно с альбского века. Несогласно, с размывом на офиолиты налегают позднеконьякские отложения, тем самым определяется верхний возрастной предел накопления офиолитовой ассоциации. Примерно в этом же стратиграфическом интервале, в альбе-нижнем туроне имели место слабая вулканическая активность в Предмалокавказской и Сомхето-Карабахской зонах. Вулканизм контролировался пограничными между ними флексуорообразным перегибом и разломами. Важно отметить, что структурная связь островодужного вулканизма с глубинными разломами офиолитовых зон остается наименее доказанной и проблематичной. Преобладание кислых продуктов вулканизма и имеющее место выклинивание вулканических толщ в южном направлении, к Севанской офиолитовой зоне также должны быть учтены в дальнейших разработках геофизически наиболее подкрепленной модели.

Пароксизмальная стадия островодужного вулканизма Сомхето-Карабахской и Базумо-Кафанской зон относится к раннесенонскому времени и является, следовательно, синхронной формированию надофиолитового "чехла" офиолитовых поясов. Проявления островодужного вулканизма в альбе-туроне-раннем коньяке имели локальный характер на юго-востоке Базумо-Кафанской зоны. Здесь полоса распространения раннемелового вулканизма, представленного андезитом-базальтами, сменяющимися к кровле андезитами и далее кварцевыми липаритами, была закартирована вдоль водораздела рек Воротан, Кашуни до с. Татев (Акопян, 1970). Останцы этой толщи ныне обнаружены в бассейне р. Шишкерт, Мусалам, Гиратах, т. е. вдоль почти всего восточного борта Зангезурской офиолитовой зоны. Представления об апт-альбском ее возрасте основываются на находках в базальных слоях аптских аммонитов (Акопян, 1970), с учетом несогласного залегания толщи на неокотских известняках и, в свою очередь, несогласного с размывом на ней залегания известняков позднего турона? - раннего коньяка (у с. Татев). Если принять во внимание значительную - до 350 м, мощность толщи и петрохимически дифференцированный тип продуктов вулканизма (по А. Х. Мнацаканян), то наиболее вероятен более широкий стратиграфический диапазон ее накопления, включающий сеноман-раннетуронское время. Поэтому пример этот является наиболее интересным для дальнейших задач корреляции офиолитового и островодужного вулканизма.

Возвращаясь к характеристике офиолитового вулканизма и кремне-накопления, необходимо исходить из следующей примечательной особенности строения кремнисто-вулканогенных формаций: поля развития мощных кремнистых толщ совпадают с зонами максимальных мощностей кремнисто-вулканогенной формации. Хотя суммарные мощности нарастают за счет не только кремнистых, но и вулканогенных пород, все же примерно в средней части разреза формации определяется пик крем-

накопления и относительная подавленность вулканической деятельности (рис. 8). В палеогеографическом отношении зона мощного кремне-накопления и вулканизма может быть отнесена к так называемому осевому или центральному трогу. Последующими тектоническими событиями — компрессией — морфология трога была существенно преобразована и в современной структуре мы видим лишь его реликты. Новая фаза развития связана с расширением прогибов путем заложения периферических разломов и "обламывания" краевых частей поднятий обрамления. Возникают новые ассоциации пород. В Вединской зоне до появления мощных пачек радиоляритов (отчасти им синхронно) эксплозивный характер вулканизма был преобладающим, но позже на смену приходят эффузивные извержения. В Севанской офиолитовой зоне соотношение обратное: к кровле формации увеличивается количество эксплозивных продуктов. Наконец, именно в кровле формации обоих поясов встречены кислые продукты вулканизма, кроме того широко распространены миндалекаменные порфириды в ассоциации с апобиоморфными известняками; радиоляриты этой ассоциации часто известковистые, с примесью игл губок. Седиментационно-тектоническая обстановка по сравнению с предшествующей как видно, к концу офиолитовой стадии меняется: кремне-накопление распространяется на новые, вовлеченные в прогиб периферические зоны, становясь прерывистым и в целом все менее глубоководным.

И Вединский, и Зангезурский офиолитовые пояса по объему кремнистых пород кремнисто-вулканогенной формации намного уступают Севанскому поясу. Только объем саринарской "фации" Севанского пояса, равный по предварительной оценке около  $10 \text{ км}^3$ , более чем в два раза превышает объем кремнистых пород остальных двух поясов региона. Возникает вопрос: каковы источники кремнезема?

Если полагать, что кремне-накопление в палеобассейне было обязательно так называемому кремнезему "взаимодействия" между вулканитами и морской водой, то из эксплозивных продуктов должно было извлекаться больше кремнезема, чем из менее диспергированных — лавовых. Между тем, кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация Вединского пояса вмещает меньшие объемы кремнистых пород

Кремнезему "взаимодействия" горячей лавы, пирокластики с морской водой некоторыми исследователями (Петрова, 1958; Bailey e. a. 1964) придается особо важное значение, хотя этим способом трудно объяснить накопление мощных толщ. Подсчеты Бейли и др. (1964) показывают, что в этом случае могут образовываться лишь мелкие линзы. Гипотеза не объясняет ритмичности накопления ксеногенных микрoзернистых и органогенных кремней. Кроме того, условия максимального выноса кремнезема, по экспериментальным и расчетным данным, возникают в ограниченном температурном интервале. Ясно также, что для "получения" значительных масс кремнезема необходимы значительные объемы вулканогенного материала; например, для Францисской формации соотношение силицитов к вулканитам принято равным 1:250 (Bailey e. a., 1964). Таким путем, конечно, трудно объяснить накопление мощных толщ силицитов, например, саринарской "фации" Севанского хребта, где соотношение силицитов к вулканитам колеблется от 1:10 до 1:3.

В областях активного наземного вулканизма обособляются две групп-

пы термальных вод – магматические и магматогенные (Аверьев, 1966; Набоко, 1974). Магматические воды представляют конденсаты летучих из приближенных к поверхности коры магм, локализованные на склонах аппаратов активных вулканов в межпароксизмальные отрезки их деятельности. Химический состав вод прежде всего определяется первичной химической специализацией исходных магм и изменением состава летучих по мере остывания лав и пирокластики (галоиды–сульфаты–углекислые газы). Базальтовые магмы оказываются богаче галоидными газами, андезитовые – сернистыми. Ко второй группе относятся магматогенные воды гидротермальных систем – термоаномалий верхних частей земной коры областей активного вулканизма. Верхние части гидротермальных систем находятся в условиях водонапорного режима. Структурная приуроченность гидротермальных систем к вулканотектоническим депрессиям довольно типична. Однако подсчеты приводят к выводу, что источником энергии и массы вещества гидротермальных систем являются не только магматические очаги и остывающие интрузии. В большей мере теплоотдача и переносы массы вещества осуществляются с уровня верхней мантии (Набоко, 1974; Василевский и др., 1974). В газовой–пароводяном флюиде, генерируемом в верхней мантии, наиболее растворимы хлориды щелочных металлов, кремнезем. Примером кремненасыщенных растворов является водородный тип термальных флюидов Исландии, содержание в которых кремнезема в расчете на  $H_2SiO_3$  достигает 1300 мг/л, при этом изучение изотопного состава гелия приводит к выводу об условиях формирования флюидов, близких к мантийным (Кононов, Поляк, 1975).

Конечный химический тип вод формируется в зависимости от ряда факторов (дегазация перегретых вод, конденсация пара, инфильтрация, реакция растворов с породой).

В прогибах офиолитового типа условия возноса газовой–паровой флюидов и вод, взаимодействия с осадками – породами надо полагать, проходили при значительной глубине обводнения пород основания прогибов и чехла кремнистых осадков, поскольку гидростатическое давление было высоким. Захороненные воды являлись главным геохимическим барьером на пути восходящего флюида. Спад температуры, растворение газов, потеря активности растворов могли происходить на разных уровнях коры и перекрывающих их осадков в зависимости от конкретных глубин обводнения.

Из иных источников кремнезема наибольший интерес представляет серпентинизация гипербазитов. Автометаморфическая серпентинизация (Лодочников, 1936; Пинус и др., 1958; Абовян, 1975) вряд ли может быть единственной или преобладающей в условиях высокой водонасыщенности глубинных зон под трогами (Боголепов, 1969; Паланджян, 1971). Хотя процесс серпентинизации содержит много нерешенных вопросов (Тернер, 1952; Thayer, 1966, Хитаров и др., 1967), для выноса значительных количеств кремнезема необходимо огромное количество циркулируемой воды.

Еще на ранних этапах исследований Малой Азии и Закавказья (Абих, 1889; Philippson, 1918) отмечалась пространственная сближенность крупных массивов серпентинизированных гипербазитов и залежей силицитов. Филипсон настаивал на существовании между ними генетической

связи. Эта точка зрения развивалась позже М. А. Кашкаем.

Из региональных условий становления серпентинитов в составе коры (Паланджян, 1971; Асланян и др., 1976) следует, что серпентинизация ультрабазитовых диапир в офиолитовых палеозонах могла начаться уже на первых этапах раскрытия палеокоры субконтинентального типа, т. е. на глубинах порядка 10–15 км, при расчетной температуре в 360–410°С, по экспериментальным данным – до 500°С (Хитарсв и др., 1967).

Механизм подъема серпентинизированных масс вероятно связывается с пульсирующими тектоническими подвижками – в них основная причина "обновления" поверхностей соприкосновения гипербазитов с водным паром или водой и возобновления выноса кремнезема, приходящегося на интервалы разряжения тектонических напряжений. В эти же интервалы ослабевают и подгодный вулканизм и усиливается вынос кремнезема. Если на стадии ранних диапир кремнезем серпентинизации гипербазитов совмещается с так называемым магматогенным кремнеземом, то по мере отрыва протрузий и их перемещения в верхние этажи коры, растворимые продукты фреатической серпентинизации, вероятно, объединялись с кремнеземом магматических растворов, и в конечных продуктах седиментации суммировался весь валовый кремнезем. Магматогенные и магматические растворы выносили главную массу кремнезема, по крайней мере того, который соосаждался с железом и марганцем. Об этом можно судить по упорядоченному размещению металлоносных осадков в ритмично построенных пачках силицитов (рис. 17), и большему геохимическому сходству марганцевистых силицитов и вулкаников (табл. 17, 33).

#### Металлоносные кремнистые отложения и гидротермально-осадочные доломиты

В геологии океанов и рифтовых зон металлоносными осадками условно принято называть донные осадки, обогащенные марганцем, железом, иногда полиметаллами. Сходные с ними металлоносные кремнистые отложения офиолитовых серий Малого Кавказа представляют большой интерес для сопоставления. В петрографическом разделе были показаны основные черты строения марганценосных силицитов, обнаруженных в районе Севанского хребта. Ориентировочные подсчеты приводят к выводу о громадных объемах накопления рудоносных осадков в офиолитовом трюге. Если считать палеобъем всех силицитов этого района, равным 10 км<sup>3</sup>, то при среднем содержании марганценосных силицитов в 0,5%\* от суммарного, количество марганца составит 2,5, а железа – более 8 млн. тонн. Если учесть и металлоносные осадки смежных фаций, а также мелкие и рассеянные в кремнисто-вулканогенной формации околорудные и рудные концентрации марганца, то приведенная цифра в 2,5 млн. тонн может быть удвоена.

Концентрации металлов в кремнистых металлоносных отложениях в среднем составляют 1,68% Mn и 5,48% Fe (табл. 31). В результате перераспределения металлов в диагенезе и эпигенезе образовались гнезда, пятна с содержанием окиси марганца до 10 – 20%, при этом расплывчатые контуры и прихотливая морфология таких скоплений затруд-

\* Минимальная оценка.

няет их обособление от вмещающих фоновых марганценосных силицитов. Отмечаются также прожилки марганца в породах и примазки по плоскостям трещин. Все это придает распределению марганца крайне неравномерный характер.

Источники металлов и способ их осаждения представляют особый интерес. Четкие стратиграфические (седиментационно-стратиграфические) контакты металлоносных осадков с безрудными силицитами достаточно надежно выявляют механизм их поступления из наддонных вод. Упорядоченно-ритмичное чередование металлоносных осадков в пачках силицитов, а также частое завершение ритмопачки эффузивным потоком (марганценосные осадки обычно предшествуют эффузии лав), могут в совокупности рассматриваться, как результат нарастания эксгаляционного подтока. Прорывая осадки, растворы внедрялись в наддонные воды. Нередко затем происходила лавовая эффузия, вновь успокоение эффузивно-эксгаляционной деятельности и накопление в этом интервале безрудных, а нередко и карбонатных осадков (рис. 17). В фаціальном отношении главные массы металлов выносились и осаждались в наиболее глубоководном, центральном трого, хотя в последующем, с расширением и обмелением офиолитового прогиба, область их накопления распространяется и на краевые части бассейна (гейсуинская "фация" Севанского хребта, рис. 5). Однако суммарные объемы этих накоплений остаются несравненно меньшими.

В пользу эндогенного подтока металлов говорят особенности распределения не только марганца и железа, но и малых элементов семейства железа, повышенное содержание которых в металлоносных осадках несомненно (табл. 17, 31). Наряду с эндогенным подтоком, имело место поступление металлов при взаимодействии воды с излившейся лавой и взрывными продуктами, кроме того, металлы привносились с терригенной взвесью и тонкой пирокластикой.

Однако в этом балансе, судя по приведенным выше признакам, металлам магматических и магматогенных растворов принадлежало главное место. На это указывает также значительно большее сходство металлоносных осадков с вулканитами по соотношению ряда металлов (табл. 17, 33).

Несколько более высокие фоновые содержания железа, алюминия, калия в периферической зоне трого, чем в осадках глубоководья осевого трого, могут быть связаны с дополнительным привносом железа и глинистой примеси с поднятий обрамления.

В глубоководной фации соотношение  $Mn:Fe$  сильно варьирует, а в тех породах, где содержание  $Mn$  близко к рудным, количество железа заметно уменьшается. Помимо химической дифференциации в эксгаляционном потоке, дальнейший отрыв марганца от железа происходил на стадии диагенетического перераспределения вещества.

Повышенные содержания  $Mn$  не коррелируются с количеством пирокластической примеси в породе. В туффитах отмечается повышенное содержание титана, отчасти ванадия, однако титан в силицитах и смешанных породах — туффитах — имеет разное происхождение. Во всяком случае нельзя исключить привноса в кремнистые осадки титана терригенного и особенно эксгаляционного. Так, в кремнях с глобулярной структурой его содержание приближается к 0,04%.

Среднее содержание химических элементов в силицитах

Таблица 31

Породы (число определений)	Al	Fe	Mn	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu
	в %					x 10 <sup>2</sup> %			
Малый Кавказ, Офиолитовая серия									
Силициты марганцевистые (радиоляриты, апардиоляриты, ритмиты) (20)	2,5	5,5	1,68	0,09	60	24	24	138	122
То же с околорудным содержанием (2)	3,5	0,91	13,0	0,074	64	13	24	97	30
Железисто-кремнистые силициты (13)	4,6	4,9	0,26	0,139	52	23	9,2	62	57
Кремнистые пелитовые туффиты (8)	6,7	4,5	0,17	0,39	72	35	9,0	61	41
Кипр, Офиолитовая серия (Robertson, 1975)									
Умбры	2,3	27,9	5,8	0,15	755		101	212	897
Радиоляриты и глинистые радиоляриты	5,0	5,1	1,05	0,27	98		40	71	142
Среднее по Восточно-Тихоокеанскому поднятию (Büstrom e.a., 1969)	0,5	18,0	6,0	0,02	450		105	430	730
(пересчитана на бескарбонатный остаток металлоносных осадков)									
Среднее по срединному хребту Индийского океана (обобщение Страхова, 1976)									
(пересчет на бескарбонатный остаток)	6,6	6,55	0,76		259	314	217	365	365
Тихий океан, Депрессия Бауэр (из сводки Лисицына, 1976; пересчет на бескарбонатный остаток)	3,5	14,9	3,73		412	-	122	515	1169

Содержание марганца и железа, железо-марганцево-титановый модуль металлоносных осадков

Таблица 32

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe	27,9	5,1	35,0	25,1	(5,01)	(11,8)	(6,55)	5,5
Mn	5,8	1,05	1,5	8,3	(0,45)	(3,35)	(0,76)	1,68
(Fe:Mn):Ti	225	23	1000	41	10-50	100-350	20-100	79

1-2. Офиолитовая серия Кипра: 1 - Умбры. 2. Радиоляриты и глинистые радиоляриты (Robertson, 1975); 3. Красное море, гетитовая фация; 4. Рифт Афар; 5-7. Осадки срединно-океанических поднятий; 5. Атлантика; 6. Тихий океан; 7. Индийский океан. В скобках - содержание на бескарбонатную основу, данные заимствованы из работ: Страхов; 1976; Лисицын, 1976; 8. Офиолитовая серия Малого Кавказа.

Соотношения малых химических элементов в породах  
офиолитовой серии

Отношения	1	2	3	4	5	6	7
Cr: Ni: Co	1:5,8:1	0,5:4,0:1	2,5:6,6	:13,9:6,8:12,7:3,6:1	15:3:1	15:11:1	
Ni · 10 <sup>4</sup> : Mg	431,2	3233,3	75,2	74,4	114	29	63
Co · 10 <sup>4</sup> : Fe	4,4	26,4	1,9	2,0	17,5	39	35
Mn · 10 <sup>2</sup> : Fe	30,6	1428	5,3	3,8	5	10	18
Ti · 10 <sup>2</sup> : Fe	1,6	8,1	2,8	8,7	19,4	0,6	0,8
V · 10 <sup>4</sup> : Fe	10,9	70,3	10,6	16	131,3	19	3
V+Cr+Co+Ni Cu	2,0	6,6	2,6	4,3	8,9	16,5	72

Примечание. 1. Марганцевистые радиоляриты. 2. То же с высоким содержанием марганца (околорудным). 3. Железисто-кремнистые радиоляриты и апорадиоляриты. 4. Туффиты кремнистые, пелитовые. 5. Спилиты, спилитовые порфириды, диабазы. 6. Перидотиты. 7. Гипербазитовый комплекс, среднее (6 и 7 – по Паланцян, 1971.). Все данные по Севанскому поясу.

Из анализа следует, что большая доля хрома, никеля, меди, обнаруживаемых в марганцевистых силицитах, выпала из газо-гидротерм, эти же элементы были наиболее подвижными (сравнительно с прочими семейства железа) на стадии вторичного преобразования осадка и формирования концентраций марганца (табл. 17, 33).

Подток металлов возможен и в результате серпентинизации ультрабазитов, но объемы исходной палеосерпентинизации остаются вне количественной оценки. Тем не менее гетерогенность кремнезема, железа Cr, Ni, Co наиболее вероятна.

Из сопоставления металлоносных осадков офиолитовых серий с океаническими прежде всего выясняется их принципиальное различие по основе или "матрице" – карбонатной (или преимущественно карбонатной) в осадках океанов и кремнистой – в офиолитовых палеотрогах. Не менее важна генетическая разнородность металлов и матрицы. Так, в океанических осадках металлы эксгаляций наложены на седиментогенный фон, между тем в офиолитовой ассоциации имеется прямое или опосредованное родство между металлами и "матрицей"; поскольку кремнезем "матрицы" отчасти также эксгаляционный как и металлы. Отсюда, естественно, возникают трудности сопоставления компонентного состава современных металлоносных осадков океанов и мезозойских офиолитовых серий областей континентов.

Условия накопления металлоносных осадков офиолитовых прогибов вероятно также были иными, чем современных эксгаляционных осадков океанов. Например, в районе Восточного-Тихоокеанского поднятия разгрузка металлов происходит по мере прохождения сквозь осадок металлоносных растворов и газов (Bostrom, 1973).

А. И. Лисицын (1976) полагает, что вынос металлов "взаимодействия" воды с магмой имеет место при проникновении вадозных вод до глубин в 0,5–3 км и даже более. Нельзя не заметить, что именно на таких глубинах начинается формирование эксгаляционно-гидротермальных систем в условиях повышенного теплового потока.

В рассматриваемом случае офиолитовых трогов наиболее пригодна модель красноморского рифта (Bischoff, 1969). По этой схеме быстро поднимающиеся, еще слабо охлажденные растворы проникают в наддонные воды и впоследствии разгружаются в результате охлаждения и изменения  $P_h$  растворов.

Марганцевистые силициты и сопутствующие им рудные концентрации известны в ряде других районов распространения офиолитовой серии: на Кипре - в массиве Тродос (Robertson, 1975), в Загросе, месторождение Аб-Банд (Watters *et al.*, 1973), в Анатолии (Brinkmann, 1976). Металлоносные отложения, специализированные на Mn, нередко ассоциируют с железистыми охрами (массив Тродос). Значительные концентрации железных охр на Малом Кавказе пространственно оказываются разобщенными от проявлений марганценосных силицитов.

Подробнее остановимся на условиях накопления гидротермально-седиментогенных доломитов, обнаруженных в Вединской зоне, в бассейне р. Кюсуз (сходные породы отмечены в глыбовой фации делювия на южном склоне Севанского хребта, в 2 км севернее с. Кясаман). Весьма важен факт сонахождения прерывистых мелких линз железисто-известковых доломитовых кристаллозернистых пород с кремнями глобулярной структуры.

По результатам химического анализа (табл. 17) количество доломита равняется 65,4%. Из малых химических элементов обращает внимание высокое содержание Ti (0,13-0,24%), Ni (0,01%), кроме того, заметно обогащены эти осадки  $Fe_2O_3$  (7,26-8,10%), MnO (0,63-1,00%). Аномальный для карбонатных пород химизм в сочетании с особенностями морфологии и парагенеза указывает на вынос металлов газогидротермами. Аутигенный доломит сходного происхождения описан западнее Восточно-Тихоокеанского хребта (Bonatti, 1966).

Фациальный анализ показывает, что доломиты накопились в условиях сравнительно меньших глубин, чем марганцевистые силициты и пространственно эти отложения разобщены на профиле водоема, вместе с тем эти весьма редкие накопления "обходят" и мелководье, поскольку, вероятно, в этой обстановке они рассеиваются в эффузивно-эксплозивном материале. Как видно из приведенных данных, наиболее мощные пачки доломитов оказываются типичными для кремнисто-эффузивно-вулканокластической формации Вединского пояса, практически лишенной металлоносных осадков. Очевидно те газо-гидротермы, которые были причиной выноса и накопления магния, кальция и железа, образовавших скопления известковистых доломитов, относились к сравнительно низкотемпературным гидротермам - мофеттам. Между тем металлоносные осадки по происхождению были связаны с более высокотермальными растворами - хлоридными и хлоридно-сульфатными.

Итак, офиолитовые серии вмещают сходные с океаническими металлоносные и карбонатные осадки - продукты эксгаляционного выноса в смеси с осадочным "фоновым" веществом. Однако, как было показано, эти осадки офиолитовых серий имеют отличительные признаки состава, не менее важно и то, что они размещены среди принципиально иной ассоциации пород и обнаруживают с ними признаки парагенетического родства. Если учесть также палеогеографическую обстановку их накопления - в котловинных бассейнах, и формационную принадлежность, то становится ясным принципиальное между ними различие.

Вопросы батиметрии силицитов и вулканитов офиолитовой ассоциации являются наиболее спорными, вместе с тем они имеют первостепенное значение в палеогеографических реконструкциях: доказательства существования обширных океанических бассейнов существенно подкрепляют гипотезу масштабных раздвигов континентальных плит. Эти рассуждения логически ведут к необходимости воссоздания стадии закрытия океанов, обдукции пластин океанической коры на края континентов. Такая точка зрения однако не объясняет всего разнообразия структурной позиции офиолитов.

Противоречат ей и некоторые данные о батиметрии радиоляритов. Интересны в этой связи выводы о далеко не океанических (2,5 км) глубинах накопления радиоляритов Средиземноморья (Hsü, 1976). Сходные глубины осадконакопления радиоляритов предполагаются и для зоны Малого Кавказа (Сатиан, 1977). Во всяком случае гораздо больше признаков троговой (не океанической) обстановки формирования офиолитовой ассоциации в целом. К ним относятся: наличие реликтов довольно быстрых фациальных переходов во внутреннем строении офиолитовой серии от глубоководных отложений осевой части офиолитовых поясов к мелководным отложениям периферии, латеральные фациальные вариации по простиранию офиолитовых поясов, накопление кремнистых отложений выше уровня предельной глубины карбонатакопления. Распространение в разрезах толщ миндалекаменных вулканитов, включая шаровые лавы, если пользоваться шкалой Джонса (Jones, 1969), также говорят об отсутствии океанических глубин.

Наиболее глубоководным, судя по ассоциациям пород, являлся Севанский прогиб, тогда как глубины Зангезурского и Вединского прогибов были, несомненно, меньшими. На относительную мелководность Вединского прогиба указывают значительные объемы продуктов подводного взрывчатого вулканизма, проявление которого ограничено гидростатическим давлением в бассейнах, глубиной более, чем в 2-3 км (Ритман, 1964; Гущенко, 1966), а также парагенезы пород.

Морфология каждого из прогибов может быть поставлена в закономерную связь с глубинными тектоно-магматическими условиями, такими как мощность и степень проницаемости коры и масштабы магматического диапиризма. Наиболее глубоководные фации выражены мощными радиоляритовыми накоплениями в сочетании с прочими силицитами и в их числе марганцевистыми. Промежуточное место занимают спонголито-радиоляритовые отложения и, наконец, мелководными являются ассоциации, включающие маломощные радиоляритово-спонголитовые силициты, апобиоморфные известняки, мощные пачки микрозернистых известняков, а также терригенные мелко-грубообломочные накопления; к мелководным фациям относятся также кератофиры, их туфы, вмещающие линзы микрозернисто-фораминиферовых известняков. Эти критерии могут быть использованы при реконструкции зон тектонически нарушенных офиолитов (меланжа и других).

Общая направленность эволюции офиолитовых прогибов была выражена в наращивании батиметрии на первой фазе развития и в сокращении батиметрии к концу офиолитовой стадии - в этом одна из причин доволь-

но быстрого вовлечения пород офиолитовой ассоциации в размыв и накопления мощных офиолитокластических граувакк и конгломератов в позднеконьякское время.

### Терригенное осадконакопление в офиолитовых трогах

Терригенный сток и зоны кремненакопления. Силициты офиолитовых серий относятся к осадкам малых скоростей накопления. Именно поэтому образование кремнистых осадков, возможно в условиях резко ограниченного терригенного привноса. В котловинных по морфологии офиолитовых бассейнах подавление терригенного стока возможно было в условиях существования неких бассейнов — "отстойников" по периферии офиолитовых прогибов. Иначе говоря, проблема сводится к воссозданию сходной с рифтовыми прогибами модели: осевой трог, ограниченный внутренними поднятиями на плечах рифтовой впадины. Попытка воссоздания подобной морфологической картины была сделана по результатам изучения Вединского офиолитового пояса. Удастся реконструировать ископаемые бортовые зоны палеопрогиба — терригенный шельф, ограниченный от вулканического трога конседиментационными поднятиями. В современной структуре эти поднятия представляют асимметричные брахиантиклинальные складки конседиментационного заложения (Барцаркарская, Шугаибская, Ераносская и др.).

Рассмотрим строение одной из них. Вулканогенно-осадочная толща южного крыла Ахсуинской антиклинали, к югу постепенно сокращаясь в мощности, фациально замещается охристо-бурыми грубообломочными отложениями, состоящими из глыб, валунов и галек известняков, сходных с туронскими, и вулканитов, принадлежащих кремнисто-вулканогенной формации. Обломки скреплены псаммитовым цементом с обильной примесью гидроокислов железа, кремнезема. Зона фациального перехода осложнена мелким взбросо-надвигом (рис. 26). Все же стратиграфическое в разрезе положение конгломератов не вызывает сомнений; в их подошве залегают те же, что и в основании кремнисто-вулканогенной формации, породы так называемой нижней мергельной свиты, а кровлю слагают маломощные офиолитокластические граувакки верхнего коньяка и известняки сантона.

Итак, в шельфе по краям вулканического трога шло осаждение подавляющей части терригенного стока с главных бортовых поднятий. Разрушение продуктов конседиментационного вулканизма и вынос вулканомиктового материала за счет волновой энергии были, вероятно, крайне ограниченными. Преобладание эффузий над эксплозиями (характерная черта вулканизма Севанской зоны) также можно рассматривать как фактор, способствовавший "стерильности" кремнистых осадков.

Есть ли аналогичные зоны терригенного палеошельфа — "отстойники" — по периферии Севанского офиолитового палеопрогиба? Офиолитовая серия сменяется терригенно-карбонатной толщей в западной периферии Акеринской зоны (Гочасский синклиорий). Терригенные отложения альба полосы с. Новосаратовка — с. Верин Агдан — западная часть Иджеванского хребта представляют, вероятно, аналогичные накопления. Подобные отложения развиты в полосе южного и юго-западного обрамления Зангезурской офиолитовой зоны, а также на северном склоне Армянского

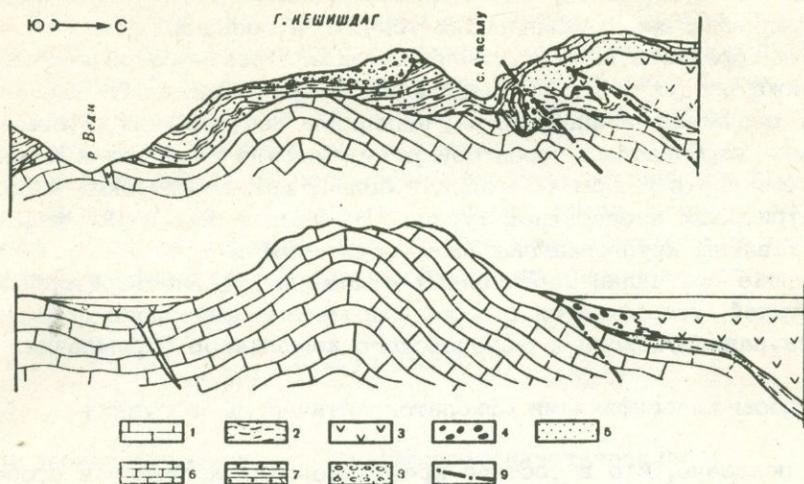


Рис. 26. Геологический разрез Ахсуинской и Барзракарской (Кешишдагской) антиклиналей.

1. Турон. Известняки. 2. Нижний коньяк. Мергельная свита. Мергели, алевролиты, известняки. Офиолитовая серия (3-4): 3. Нижний коньяк. Свита андезито-базальтов. 4. Нижний коньяк. Валунно-галечные отложения с обломками известняков турона и вулканитов офиолитовой серии, 5. Верхний коньяк. Граувакковая толща. Конгломераты, песчаники, алевролиты с прослоями известняков. 6. Сантон-верхний сенон. Известняки микрозернистые и фораминиферовые. 7. Даний-палеоцен. Карбонатный флишоид. Шламовые известняки, мергели, известковые алевролиты. 8. Эоцен. Конгломераты, песчаники, известняки. 9. Разломы.

Нижний рисунок - палеогеологический разрез для раннеконьякского времени.

Памба и к юго-востоку, в районе бассейна оз. Севан.

Картируются ли внутренние поднятия? Залегание на юрском комплексе с перерывом в седиментации отложений палеогена в бассейне р. Агарцин может быть объяснено существованием мелового внутреннего поднятия. Однако подобные примеры единичны.

Переходя к вопросу о питающих провинциях, можно уверенно говорить о вовлечении пород офиолитовой ассоциации и, в частности, серпентинитов в размыв уже на начальных стадиях накопления кремнисто-вулканогенной формации. Подтверждением тому являются породы, образовавшиеся путем внедрения серпентинитов в слабо литифицированные карбонатные и кремнистые осадки: офикальциты, офидоломиты и офирадиоляриты. Так же как и силициты, в которых была встречена примесь серпентина, пикотита, хромита, они чаще размещены на значительном удалении от выходов крупных массивов ультрамафитов. Вблизи офикальцитов картируются мелкие тела серпентинитов "лоскутовидной" морфологии, включающие в себя обрывки вмещающих кремнистых пород, иногда с ними тонкослоящихся. Внедрение серпентинитового вещества происходило в разные по степени консолидированности осадки; серпен-

тинитовая масса в последующем разваливалась и разносилась надводными течениями, при сейсмических толчках и оползнях.

Обломки древнего метаморфического комплекса – различные сланцы, а также продукты их дезинтеграции: кварц-подевошпатовые (с мусковитом) песчаники и алевролиты, нередко в составе офиолитовых серий.

Обломки карбонатных пород обнаруживаются в виде галек и валунов известняков верхней юры (Севанская зона), кристаллических и органично-детритовых известняков турона (Вединская зона). Известняки иногда представлены крупными глыбами – олистолитами.

Питающие провинции терригенных отложений удовлетворительно, иногда до деталей, увязываются с выходами метаморфического древнего комплекса, палеозойского и мезозойского комплексов обрамления.

### Вопросы классификации офиолитокластических граувакк

Было показано, что в составе кремнисто-вулканогенной и особенно граувакковой формаций значительное место принадлежит продуктам разрушения пород офиолитовой серии – офиолитокластическим отложениям. Вопросы классификации офиолитокластических накоплений представляют поэтому немаловажное значение. Отметим недостаточно четкое определение границ граувакк. Представления об их материнских породах разноречивы: ими могут быть породы метаморфические (Folk, 1954), основные изверженные (Пустовалов, 1940; Швецов, 1958; Pettijohn, 1960), вулканические основные (Рухин, 1953), эффузивные (разного состава) и метаморфические (Крашениников, 1968), изверженные кислые и метаморфические сланцы (Huckenholz, 1963, Dzulynski and Walton, 1965). Наконец, изучение терригенных пород офиолитовых серий показало необходимость обособления офиолитокластических граувакк (Сатиан, 1970) в классификации песчаников.

Многообразие состава граувакк скорее говорит об иллюзорности понятий "типичная" и "средняя" граувакка (Dott, 1964). В разработке классификации граувакк необходимым условием является формационная типизация комплексов, слагающих питающие провинции, и самих толщ, включающих граувакки (Швецов, 1958; Гильберт, 1957; Теодорович, 1958; Дзоенидзе, 1963; Шутов, 1967, 1975). В подавляющем большинстве случаев офиолитокластические граувакки – породы петрокластические, состоящие из обломков: а) основных вулканитов (базальтов, спилитов, диабазов), реже кератофилов, б) силицитов, среди которых обычно радиолариты и, гораздо реже, известняков, г) серпентинитов, серпентинизированных гипербазитов, листовитов, габброидов и, реже, плагиогранитов. Нередки в этих отложениях также кристаллокластические продукты дезинтеграции габброидов.

Из перечисленного "набора" материнских пород можно заключить, что в офиолитокластических граувакках совмещены гетерогенные продукты и, что очень важно, глубинные ультраосновные и основные, включая продукты серпентинизации ультраосновных пород. В граувакки вовлекался материал и рудных концентраций, сосредоточенных в базит-ультрабазитовом комплексе, и прежде всего хромиты. Все вместе они придают офиолитокластическим грауваккам удивительное своеобразие минерально-петрографического и химического состава. Достаточно упомянуть, что

наряду с обломками ультрамафитов и мафитов, нередко в них силицито-класты. Такое сочетание контрастных по составу петрокластов присуще, пожалуй, только офиолитокластическим грауваккам. Офиолитокластическая "полная" ассоциация возникает, конечно, лишь в тех офиолитовых поясах, в которых во всей полноте проявлена "триада Штейнмана" — гипербазиты, спилиты, радиоляриты.

Очевидно, обособленное положение офиолитокластических граувакк среди прочих граувакк в семействе песчаных пород. Вопросы эти требуют дальнейшей разработки. Для региональных офиолитовых поясов классификация офиолитокластических граувакк приведена ниже.

#### Граувакки:

- |                         |  |
|-------------------------|--|
| 1. Сланцевокластические | 5. Офиолитокластические  |
| 2. Кварц-полевошпатовые | А. Квазимонокимиктовые и двухкомпонентные (серпентинитокластические, кремнекластические, Габброкластические) |
| 3. Кварцевые            |  |
| 4. Полевошпатовые       | Б. Полимиктовые  |

Специфика химического состава офиолитокластических граувакк отражена в табл. 34.

Широк диапазон палеотектонических и фациальных условий появления продуктов разрушения пород офиолитовой ассоциации, встречающихся в современных делювиальных, алювиальных и озерных накоплениях, развитых в пределах офиолитовых поясов, в молассовой и флишевой формациях, в составе уже упомянутой граувакковой формации надофиолитового "чехла", наконец, в кремнисто-вулканогенной формации офиолитовой серии. Офиолитокластические накопления выявлены среди новейших глубоководных океанических осадков рифтовых зон, подняты драгами в пределах глубоководных впадин, куда они были, вероятно, снесены с основания островных дуг. С выявлением всего многообразия состава и тектонической позиции офиолитов океанических и материковых областей, соответственно предстоит дальнейшая систематизация классификации офиолитокластических отложений.

О некоторых особенностях терригенного осадконакопления в офиолитовых прогибах и в прогибах обрамления

На начальных этапах развития офиолитовых прогибов состав выполнивших их терригенных осадков наследует особенности древних питающих провинций. Было показано, что в основании офиолитовой серии Севанской и Вединской зон развиты сланцевокластические, кварцево-полевошпатовые, кремнекластические, иногда вулканомиктовые породы, питающие провинции которых определяются достаточно надежно: это древний метаморфический комплекс, палеозойские-триасовые карбонатные и терригенные толщи юга региона, наконец, местами в размыв

Таблица 34

Содержание главных химических элементов в офиолитокластических граувакках по сравнению с прочими граувакками

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	64,43	64,67	66,91	71,1	69,7	67,5	69,7	70,59	61,01	54,07	60,44	43,78	44,44	45,62	61,22	61,91
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,57	0,83	0,50	0,6	0,5	0,5	0,64	0,74	0,58	0,60	0,80	1,04	0,93	1,48	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,48	13,41	13,59	13,90	14,3	13,5	14,3	13,59	12,55	17,97	18,27	18,16	12,14	11,84	17,49	15,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	6,54	6,27	5,29	3,0	3,8	4,5	4,6	4,97	4,90	4,86	5,98	11,31	8,87	5,48	5,77	2,97
MgO	3,12	3,23	2,09	1,3	1,2	2,2	1,8	1,51	2,62	2,90	1,65	3,06	5,66	2,35	1,35	0,95
CaO	2,22	3,04	2,69	1,8	1,9	2,4	1,3	1,61	5,75	-	5,88	8,12	13,27	16,40	1,42	6,85
Na <sub>2</sub> O	3,74	2,99	2,98	3,7	3,5	3,6	3,1	2,76	3,46	3,47	3,30	5,60	1,87	1,96	0,50	5,00
K <sub>2</sub> O	2,44	2,02	1,99	2,3	2,4	1,7	1,4	2,19	1,02	1,72	0,75	0,35	1,36	0,69	1,35	1,05
Na:K	1,4	1,3	1,3	1,4	1,3	1,9	2,0	1,1	3,04	1,82	3,9	14,3	1,3	2,5	0,3	4,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :Na <sub>2</sub> O	4,2	4,5	4,6	3,8	4,1	3,8	4,6	5,2	3,63	5,18	5,5	3,3	6,5	6,1	3,5	3,1
SiO <sub>2</sub> :(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO+MgO)	6,6	6,4	9,1	10,0	13,9	10,0	10,8	11,7	8,1	6,9	7,9	3,4	3,1	5,8	8,6	15,7
SiO <sub>2</sub> :(K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O)	10,6	12,8	13,4	11,8	13,9	11,4	14,9	14,2	13,6	10,4	14,9	7,4	13,7	17,2	33,0	10,2
(MgO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO):Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,62	0,71	0,54	0,31	0,35	0,50	0,45	0,48	0,60	0,43	0,42	0,79	1,20	0,66	0,41	0,25

1. Среднее граувакк докембрия Вайоминга (Condie, 1967); 2. Граувакки докембрия (Pettijohn, 1963); 3. Современные граувакковые осадки (Whetten, 1966); 4. Составное нижнемезозойских граувакк Новой Зеландии (Reed, 1957); 5. Среднее нижнемезозойских граувакк Новой Зеландии (Reed, 1957); 6. Среднее францисских граувакк юра (Bailey e. a., 1964); 7. Среднее граувакк гор Гарца, палеозой (Matiat, 1960); 8. Среднее граувакк Ренселар, Нью-Йорк (Ondrick, Griffiths, 1969); 9. Диабаз-спилитовые граувакки Печорского бассейна (Коссовская, 1972, из работы Шутова, 1976); 10. Порфиновые граувакки Караганды (Шутов, 1976); 11. Плагноклазовая граувакка, нижний коньяк, бассейн р. Агстев, Северная Армения (по автору); 12. Вулканоидная граувакка, коньяк, бассейн р. Агстев (по автору); 13. Среднее офиолитокластических граувакк, коньяк (по автору); 14. Сланцевокластическая граувакка, коньяк (по автору); 15. Кремнекласто-кварцевая граувакка, турон (по автору); 16. Плагноклазовая граувакка, турон (по автору), № 13, 14, 15 - породы Вединской офиолитовой зоны, № 11, 12 - из Сомхето-Карабахской зоны.

включаются вулканиты юры-неокома и допозднемеловые гранитоиды, исключительно редко — локальные поля позднеюрских-неокомских кремнисто-вулканогенных толщ офиолитового типа, как например в юго-восточном секторе Севанской зоны. В Вединской зоне выходы офиолитов допозднемелового возраста известны у с Азнабюрт. Отметим, что радиологически возраст некоторых галек тешенитов позднеконьякских конгломератов бассейна р. Джагры определяется как позднеюрский-ранне-меловой (Сатиан, 1975).

В ином плане развивается терригенное осадконакопление в мелководных вулканокластических прогибах обрамления. На начальной стадии их развития они вобрали продукты разрушения вулканогенно-осадочных формаций раннеальпийского этапа. Изобилие вулканомиктового материала — продуктов разрушения андезитов и базальтоидов, участками и более кислых вулканитов — одна из особенностей состава этих отложений. В их составе нередко обломки и кристалломиктовый материал гранодиоритов (табл. 35).

Таблица 35

Питающие провинции и ассоциации вулканомиктовых и терригенных минералов Сомхето-Карабахской зоны позднемелового времени

Парагенетические ассоциации минералов	Размываемые материнские породы
Авгит, диопсид, гиперстен, энстатит, роговая обманка обыкновенная и базальтическая	Андезин, лабрадор, олигоклаз, вулканическое основное и среднее стекло
Циркон, ильменит, магнетит, апатит, биотит, рутил, анатаз, титанит (?)	Эффузивы среднего, отчасти основного состава и их пирокластолиты верхнеюрского, возможно, и среднеюрского возраста. Вулканокластические породы базальтовые и андезитовые, их пирокластолиты (коньяк-сантон)
Андрадит, гроссуляр, элидот, магнетит, диопсид, ильменит, пирит (?), гематит	Умереннокислые гранитоиды (Кохп-Шнохский интрузивный массив кварцевых диоритов, гранодиоритов)
Биотит (коричневый свежий), циркон, титанит, актинолит (?)	Скарны (в экзоконтакте Кохп-Шнохского интрузива с вмещающей вулканогенно-осадочной толщей верхнеюрского возраста)
	Пирокластические, отчасти эффузивные и экструзивные породы кислого состава (туфы, альбитофиры, липаритовые порфиры и т.д.) верхнего сантона — нижнего кампана

К начальным этапам развития терригенных прогибов зоны срединных массивов относится формирование существенно сланцевокластических накоплений со значительной примесью детрита умеренно-кислых гранитоидов, и изредка продуктов размыва домеловых (позднеюрских-

ранненеокомских) вулканогенных толщ, а в ряде случаев и домезозойских ультрабазитов.

В корне меняется терригенное осадконакопление в вулканическую стадию развития прогибов. Ветвь унаследованных по составу терригенных накоплений резко обрывается. Несоизмеримо большие скорости накопления вулканических продуктов подавляют терригенное осадконакопление. Но по мере формирования вулканических островных поднятий складывается новый, время от времени воссоздаваемый вулканическим процессом, источник разрушения и сброса вулканоидного материала. Продукты перемыва тефры — тефроидные массы, сбрасываемые с островов в прибрежную волноприбойную зону, а также взмучиваемые и перемываемые на дне течениями и при моретрясениях, составляют другой, если не главный, источник поступления кластических масс в осадок.

Принадлежность вулканизма к той или иной петрохимической ветви, так же как и степень эксплозивности, во многом определяют направленность процесса. Например, преобладание в офиолитовых сериях афировых вулканитов и принадлежность их к толеитовой серии, являются достаточными предпосылками для того, чтобы при размыве афировых вулканитов в вулканоидных обломочных (производных) породах кристаллокластический материал резко уступал бы литокластическому.

При высокой степени эксплозивности, в намывных отложениях повышается количество витрокластики, весьма метастабильной. Итак, во всех случаях кристаллокластический материал уступает лито-витрокластическому.

Вулканоидные отложения вулканокластических прогибов — зон известково-щелочного вулканизма, насыщены кристаллокластическим материалом. Особенно богаты им эксплозивные выбросы, при которых в зону седиментации поступали и захоронялись огромные массы тефры и вулканоидного обломочного материала (Сатиан, 1974). Интересно отметить, что для нижней секции формаций (базальтоидная часть разреза) характерны полевошпатовые, полевошпатово-пироксеновые, магнетитовые накопления, связанные с перемывом кристаллокластической тефры.

Как видно, состав и строение вулканоидных обломочных накоплений зон обрамления, с одной стороны, и офиолитовых зон — с другой, резко различаются, обнаруживая вместе с тем тесную связь с особенностями глубинных тектоно-магматических условий развития этих зон. Мы не будем вновь затрагивать вопросы специфики накопления в офиолитовых трогах всего многообразия обломочных пород. Об этом говорилось выше. Отметим лишь, что для алевро-псаммитового материала, максимальные глубины офиолитовых трогов оказываются малодоступными: его осаждение осуществлялось, как было показано ранее, на подступах к вулканическому трogu.

В прогибах обрамления обстановка седиментации на всем протяжении их эволюции остается мелководной. Углубление бассейна в позднем сенеоне имеет место в связи с обширной трансгрессией моря, начавшейся в кампане. Погружение под уровень моря большинства поднятий приводит к сокращению терригенной седиментации.

Вулканическая стадия развития прогибов имеет огромное значение

для направленности терригенного осадконакопления в стадию стабилизации прогибов. Так, граувакковые формации офиолитовых прогибов на 26–30% состоят из офиолитокластических продуктов, трудно оценимы объемы офиолитокластического материала в флишеидных и молассовой формациях палеогена–миоцена, однако обломки спилитов, радиоляритов и гипербазитов в них довольно обычны и к ним можно присовокупить часть обломочного карбонатного материала, также привнесенного при размыве офиолитовых серий.

Вырисовывается характерная особенность терригенного процесса в истории развития офиолитовых зон. В офиолитовую и постофиолитовую стадии их эволюции эти зоны как бы являются "самопоставляющими" обломочный материал. В этом процессе важное место принадлежит чрезвычайно высокой тектонической мобильности офиолитовых прогибов и прежде всего блоков, насыщенных серпентинитовыми телами. Блоковое дробление и формирование клавиатуры офиолитовых блоков относится еще к ранне–позднеконьякскому времени, при этом весьма вероятно, что серпентиниты, серпентинизированные гипербазиты протрузивно внедрялись неоднократно и, возможно, продолжают внедряться, как считает А. Л. Книппер (1975), в комплекс "чехла" или же "оболочки".

Ориентировочные расчеты, проведенные на основании составленных литолого–палеогеографических карт и анализа формаций, показывают, что наибольшие объемы терригенных пород в вулканокластических прогибах накапливаются в раннюю и вулканическую стадии их развития, тогда как в офиолитовых прогибах максимум падает на постофиолитовую стадию (граувакковая формация).

Терригенное осадконакопление в офиолитовых прогибах, следовательно, имеет иную мегаритмику. Мощности и объемы пород граувакковой формации "чехла" имеют коррелятивное значение для определения времени стабилизации офиолитовых прогибов. Например, для большей части Анатолии офиолитовая стадия продолжается до конца раннего сенона и офиолиты большей частью трансгрессивно перекрыты известняками маэстрихта.

## О СТРАТИФИКАЦИИ КРЕМНИСТО–ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

"Запутанное", хаотическое слоенакопление свойственно не только внутренней структуре офиолитовых серий, но, например, молассовым, флишевым сериям и т. д.

Несколько слов о термине "седиментационная стратификация". По И. В. Хворовой (1963), седиментационная стратификация определяется "особенностями среды седиментации, в той или иной постоянной ландшафтной обстановке – сезонными, климатическими изменениями, такими эпизодическими (подчеркнуто нами – М. С.) событиями, как землетрясение, штормы, оползни и т. д.". Стратификация создается, надо полагать, и вулканической деятельностью, особенно эксплозивной. В емком определении стратификации, данном И. В. Хворовой, учтены и факторы деструкций, нарушения стратификации, такие, как землетрясения, оползни и т. д.; к их числу можно добавить и деструктивную деятельность вулканизма. Следовательно, стратификация может быть совершенной, к примеру, в глубоководных известняковых толщах,

но также и менее совершенной, в той или иной мере осложненной природными процессами, тесно переплетающимися с седиментацией, либо являющимися одной из ее первопричин.

Осложненный нарушенный тип стратификации особенно характерен для офиолитовых комплексов, их внутреннего строения. Причины, вызвавшие нарушение стратификации, оказываются многообразными. Например, в верховье бассейна рек Сатанахач, Саринар Севанского хребта тонкослоистые пачки силицитов участками вмещают оползневые мелкие блоки тех же тонкослоистых силицитов. Конседиментационные деструкции наложения могут быть, следовательно, вызваны оползневыми процессами, охватывающими и осадочные отложения, и фрагменты лавовых потоков на профиле сравнительно крутого и сейсмически активного склона бассейна. Смещаясь к кровле формации и особенно к ее периферии, можно наблюдать, как признаки деструкций в слоенакоплении становятся все более частыми. Важно отметить, что они нарастают по мере насыщенности разреза вулканитами. В этих частях мощные пачки радиоляритов сменяются линзами, характер контактов которых со вмещающими вулканитами несет признаки конседиментационных деструкций. В ряде случаев по простиранию лавового палеопотока удастся наблюдать признаки растаскивания лавой подстилающих, вероятно, еще слабо уплотненных осадков, "распыление" этих осадков в лавовой массе. Налицо природный процесс локального нарушения слоенакопления.

Если число и ареол распространения потоков возрастут, то соответственно локальные, местные явления деструкций станут общими, типичными.

Деструкция зачаточной слоистости возникает в водонасыщенных осадках при гравитационном всплывании осадка из-под более плотного лавового потока, по краям потока и по трещинам развала внутри него. Инверсия плотностей в гетерогенных по составу формациях кремнисто-вулканогенной группы имела широкий размах. Деструкции могли возникать и из-за неравномерного уплотнения пород. Если радиоляриевые илы уплотняются при литификации более чем в 3-4 раза, то плотность мгновенно литифицирующихся эффузивов меняется незначительно. При соизмеримых мощностях кремнистых и эффузивных пород кремнисто-эффузивного "пирога" (как, например, в разрезе басс. р. Саринар, где их соотношение приближается к 1:3) уплотнение кремнистых осадков в условиях нарастающего литостатического давления могло вызвать проседание и обрушение чередующихся с ними эффузивных потоков. К перечисленным "способам" нельзя не добавить вероятность деструкций при близповерхностных магматических и протрузивных процессах.

Как видно, особенности обстановки седиментации, а также диагенетических и эпигенетических процессов в котловинных, сравнительно глубоководных и сейсмо-тектонически активных офиолитовых бассейнах располагают к развитию обширных и разнопричинных деструкций в слоенакоплении и стратификации в целом.

Последующие тектонические события: блоковое дробление офиолитов, формирование "клавиатуры" глыб в условиях нарастающего бокового сжатия, еще более усложнили пространственные соотношения между переслаивающимися породами, пачками и толщами разной компетентности. Внутри литологически более однородных и крупных блоков все же за-

Крепились начальные соотношения между слоями, пачками, свитами.

## ФАЦИИ ЭПИГЕНЕЗА КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ

Для офиолитовых серий характерен контрастно-гетерогенный состав слагающих ее пород — это силициты и известняки, обломочные породы, основные вулканыты, габбро, гипербазиты и др. Между тем подверженность вторичным изменениям у этих пород разная. Силициты наиболее инертны, тогда как афировые эффузивы и витрокластические отложения насыщены метастабильным витрическим материалом.

Из латеральной резкой изменчивости мощностей кремнисто-вулканогенной формации следует, что литостатическое (конседиментационное) давление варьировало в широких пределах; значительны были перепады батиметрии, соответственно и гидростатического давления. Фациальная эпигенетическая зональность, наконец, осложнена наложением глубинного гидротермального подтока в офиолитовую и постофиолитовую стадии. В постофиолитовую стадию эпигенетические и метаморфические процессы протекали, кроме того, на фоне аномально высоких горизонтальных давлений.

Современная структура офиолитовых поясов имеет сложную природу, еще далеко неясную. Орогенические движения и надвигообразование существенно исказили первичные пространственные соотношения во внутренней их структуре. Именно поэтому выделение в идеализированном разрезе фаций эпигенеза — метаморфизма и, тем более картирование этих фаций, представляют чрезвычайно сложную задачу последующих исследований. В данной работе обратим внимание на следующее. В верхней секции разреза кремнисто-вулканогенной формации степень преобразования пород является заметно меньшей, чем в средней и нижней частях разреза. Так, в разрезе по скв. № 1 — Чатма цеолитизация вулкаников обнаруживается от кровли формации до глубины 600–650 м. Здесь, по Ж. О. Степанян (1974), определяются морденит и анальцит (последний до глубины 900 м). Цеолитизация нами наблюдалась также по экзоконтакту "туфовых интрузий" в виде мелких разноориентированных прожилков анальцита и ломонтита, ассоциирующих с кальцитом и хлоритом. Но это скорее наложенная цеолитизация. Вероятно таков же генезис выявленных в Севанской зоне прожилков томсонита, обнаруженных в единственном пункте — в кровле формации у с. Гейсу.

Невыдержанный характер распространения цеолитоносных пород может быть обусловлен вариациями термодинамических условий устойчивости цеолитов в разных блоках офиолитового пояса. Следует также допустить, что цеолитоносные породы были в той или иной мере размыты в этап накопления офиолитокластической граувакковой формации над офиолитового "чехла", и полная эпигенетическая колонка не сохранилась в ряде конкретных вертикальных разрезов формации. Прихотливость развития цеолитов может иметь и другие причины, в связи с чем можно сослаться на данные эксперимента (Сендеров, Хитаров, 1970), в котором пределы устойчивости цеолитов существенно менялись в зависимости от насыщенности системы кремнеземом и ряда других приводящих факторов.

В изученных разрезах с глубиной, по мере исчезновения цеолитов,

отмечается усиление альбитизации и хлоритизации вулканитов. В этой связи интересны особенности преобразования силицитов, чередующихся с вулканитами. В наиболее мощных разрезах, от кровли к основанию все реже встречаются силициты, имеющие органогенную структуру и, напротив, возрастает частота встречаемости реликтовых и микрозернистых структурных разностей, почти полностью исчезает халцедон и основная масса породы слагается крипто-микрозернистым кварцем. Глинистый компонент повсеместно представлен гидрослюдами, реже хлоритом, причем довольно характерной является нарушенность диоктаэдрической структуры гидрослюд с появлением элементов структуры триоктаэдрической (повышенная интенсивность нулевого рефлекса седьмого эллипса, вероятно, ввиду промежуточного заполнения октаэдрических позиций). Соотношение гидрослюд  $1M$  и  $2M_1$  варьирует широко по восходящему разрезу и даже в пределах отдельных пачек. Радиологический возраст формирования гидрослюд (определение по  $K/Ar$  в глинистых радиоляритах) равен 105 млн. лет. Эпигенетическое преобразование исходного витрического материала в гидрослюду, как видно, укладывается в интервал времени накопления формации. Пренит и пумпеллит определяются лишь в вулканитах Зангезурской зоны, однако степень изученности этой зоны пока низкая и требуются дополнительные специальные исследования. В вулканитах Вединской и Севанской зон пренит-пумпеллитовая самостоятельная фация не обнаружена. Нередкие случаи пренитизации по породам габбровой группы, выявленные работами Ю. А. Арапова, Г. О. Саркисяна, С. А. Паланджяна, характеризуют скорее околорудные фации, но не фации регионального метаморфизма. Вопрос этот вместе с тем недостаточно изучен и представляет большой интерес, поскольку пренит-пумпеллитовая фация установлена во многих зонах развития офиолитовой ассоциации Средиземноморского пояса и других регионов (Coleman, 1977).

Тектоническая обстановка нахождения сланцев в кремнисто-вулканогенной формации далеко не однообразна. Сланцы картируются прежде всего по тектоническому контакту формации с крупными массивами гипербазитов, далее — вдоль зон разломов, секущих формацию, наконец, сланцы выступают в виде тектонических клиньев в зонах разломов и ограничены резкими контактами от вмещающих пород. На водораздельной части Севанского хребта (рис. 5) в зоне тектонического контакта с гипербазитами Джил-Сатанахачского массива выявлены карбонат-эпидотовые, мусковит-кварцевые, актинолит-эпидотовые, изредка глаукофановые, кварц-эпидотовые сланцы и кварцитоподобные породы. Мощность этой полосы не превышает 15–25 м и отмечается постепенный переход сланцев к менее метаморфизованным исходным породам — основным вулканитам и силицитам. Такая переходная зона имеет мощность не более 20–30 м. Ее внешний (по отношению к кремнисто-вулканогенной формации) контур местами представлен спорадически развитыми узкими полосами глаукофановых сланцев; внутри серпентинизированных гипербазитов параллельно ему развиваются серпентинитовые сланцы.

Гипотеза протрузивного внедрения ультрабазитов наилучшим образом объясняет соотношение ультрабазитов с вмещающими комплексами. Спорадическое развитие вдоль контакта глаукофановых сланцев указывает на умеренный масштаб процессов стресса в условиях низких темпера-

Таблица 36

## Результаты электроннографического изучения гидрослюд

Пара- метры	Номера образцов												
	Г-10/14	Г-10/16	Г-25/4	Г-25/4а	Г-26/2	Г-26/8	ч-21	А-4/76	С-100/10	С-100/8	С-100/2	В-1/16	В-1/66
a)	5,19	5,21	5,21	5,21	5,20	5,19	5,18	5,19	5,18	5,18	5,196	5,18	5,20
b) A <sup>c</sup>	9,00	9,03	9,03	9,00	9,00	9,00	8,99	9,00	8,99	8,98	9,00	9,00	9,00
c)	20,15	9,65	9,63	9,62	9,98	20,00	10,0	20,15	20,0	19,9	9,83	10,08	19,90 <sup>1</sup>
β <sup>2</sup>	95	101	101	100	101	95	100 <sup>39</sup> <sup>1</sup>	95	95	95	101 <sup>30</sup> <sup>1</sup>	100	95 <sup>21</sup> <sup>1</sup>

Примечание: Обр. от №№ Г-10/14 по С-100/2 - из Севанской зоны, №№ В-1/16, В-1/66, В-1/72 - из Вединской зоны (аналитик Р. Г. Мхитарян).

Стадии и фации эпигенеза пород вулканогенно-осадочных и граувакковой формаций альба-позднего мела (Армянская ССР).

Таблица 37

Севанская офиолитовая зона			Вединская офиолитовая зона			Сомхето-Карабахская зона			Базумо-Кафанская зона		
Формации	Стадии эпигенеза	Минеральные новообразования	Формации	Стадии эпигенеза	Минеральные новообразования и фации эпигенеза	Формации	Стадии эпигенеза	Минеральные новообразования и фации эпигенеза	Формации	Стадии эпигенеза	Минеральные новообразования и фации эпигенеза
Граувакковая	Начальная	Граувакки: монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит, кальцит; в основании изредка анализим	Граувакковая	Начальная	Граувакки: монтмориллонит, хлорит, в основании анализим, частками изредка пальгорскит (?)	Осадочно-Начальная	Начальная	Туфы: монтмориллонит, клиноптилолит, гейландит (монтмориллонит - клиноптилолитовая фация)	Эффузивно-вулканокластическая (Кафанский антиклин.)	Начальная	Вулканиды среднего-кислого состава: цеолиты, монтмориллонит. Вулканиды основные: цеолиты, хлорит.
	Глубинная	Верхняя-средняя секция Силициты: микрозернистый кварц (органогенная структура), гидрослюда 1M, 2M <sub>1</sub> , изредка халцедон, в кровле местами томсонит. Обломочные силициты, Комформные и инкорпорационные структуры (кварц-гидрослюдистая фация). Вулканиды: хлорит, альбит, гидрослюда, кварц, карбонат (гидрослюдисто-хлоритовая фация) Нижняя секция Силициты: микрозернистый кварц с частыми прожилками и пятнами мелко-среднезернистого кварца (апооргано-генные структуры), гидрослюда 2M <sub>1</sub> и 1M, более поздний серицит (крупночешуйчатый) Вулканиды: кварц, хлорит, пренит?, эпидот (кварц-хлорит-эпидотовая фация)		Глубинная	Верхняя секция Вулканиды: мordenит, анализим, ломонтит, хлорит. Силициты: микрозернистый кварц и нередко халцедон (органогенная структура), гидрослюда 1M, 2M <sub>1</sub> Нижняя секция Силициты: микрозернистый кварц (органогенная структура), гидрослюда 1M, 2M <sub>1</sub> Вулканиды: хлорит, альбит, кварц (кварц-гидрослюдистая и гидрослюдисто-хлоритовая фации)	Эффузивно-вулканокластическая	Начальная, в основном глубинная	Верхняя секция Вулканиды: основные - средние: шабазит, томсонит, сколецит. Средняя секция Анализим, натролит, хлорит, селадонит, в основании - альбит, хлорит, анализим. Туфы среднего-кислого состава; песчаники: Монтмориллонит, каолинит, кварц, глауконит, селадонит	Эффузивно-вулканокластическая (Кафанский антиклин.)	Начальная и глубинная	Вулканиды основные - средние: альбит, хлорит, кварц, халцедон, гидрослюда, монтмориллонит, пренит.
Кремнисто-эффузивная			Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая			Вулканокласто-седиментогенная	Начальная*				

\* Изучена периферия формации. Зона наибольшего погружения (максимальных мощностей) не вскрыта.

тур. Серпентиниты представлены хризотилом, вдоль зон тектонических контактов, где серпентиниты участками рассланцованы, обнаруживается приуроченность к ним, а также к зонам дробления внутри массивов гипербазитов хризотил-антигоритовых и антигоритовых серпентинитов. При этом очевидно более позднее образование антигорита, образующего прожилки, секущие участки с хризотилом (Паланджан, 1971).

Зоны развития сланцев не ограничиваются указанными тектоническими контактами, но охватывают также внутреннюю часть тела формации и более верхние структурные ярусы офиолитовых поясов. Например, в районе с. Бахчаджур в зоне разлома были определены (Книппер, Соколов, 1976) альбит-кварц-анкерит-гематит-хлоритовые, хлорит-эпидот-карбонатные, хлорит-магнетит-лейкоксен-альбитовые, мусковит-кварцевые сланцы, постепенно сменяющиеся в стороны от разлома вулканитами и силицитами. К разломам меньшего порядка приурочены рассланцованные хлоритизированные и эпидотизированные вулканиты с зачатками сланцеватой структуры, силициты с микрогранобластовой и пятнистогранобластовой структурой, местами гранатсодержащие яшмы.

Некоторые разломы маркируются брекчированными силицитами, сцементированными гидротермальным кварцем, наивысшая температура гомотенизации включений в котором определяется в  $260^{\circ}\text{C}$ . Такие разломы встречаются в верхней секции кремнисто-вулканогенной формации (с. Гейсу и др.). Обломки таких силицитов обнаруживаются в составе конгломератов надофиолитового "чехла", датируемых позднеконьякским временем. Очевидно это внутриформационные образования офиолитовой серии. Как ранее отмечалось, многочисленные в силицитах мелкие кварцевые прожилки, включающие окислы марганца, а также гидрослюда и мусковит (прожилки эти не затрагивают вулканиты), указывают на преобразование внутриформационного вещества к завершению офиолитовой стадии. Такие преобразования, вероятно, могут быть отнесены к процессам наложенной пропицитизации.

Приведенные данные указывают, что региональный метаморфизм был сопряжен со сложно проявившейся пропицитизацией, гидротермальным преобразованием пород вдоль зон разломов и динамометаморфизмом в связи с надвигообразованием и протрузиями. Большая часть секции разреза кремнисто-вулканогенной формации, как видно, принадлежит фации глубинного эпигенеза и начальной ступени фации зеленых сланцев. Фация голубых сланцев имеет в целом ограниченное распространение в Севанском поясе и практически не обнаруживается в Вединском поясе.

Эпигенез пород кремнисто-вулканогенной формации сопровождался их метасоматозом, в особенности вблизи контактов с ультрабазитами и серпентинитами. Метасоматические превращения изучены пока недостаточно полно. К ним относятся интенсивная карбонатизация силицитов с образованием кварц-карбонатных метасоматитов, возможно, и вышеуказанные структурные изменения решетки гидрослюд в связи с насыщенностью внутрислойных растворов магнием, роль которого в разрушении диоктаэдрической решетки в опытах наблюдается (Соколова, 1975).

Завершая этот раздел, нужно отметить, что породы надофиолитового чехла (табл. 36) находятся на более низкой ступени эпигенеза, от-

вечающей начально-эпигенетическому уровню преобразования исходного вещества, и лишь в зонах наибольших мощностей граувакковой формации отмечаются переходы к фации глубинного эпигенеза. Начальному и отчасти глубинному эпигенезу отвечает уровень преобразования пород поздне меловых формаций Сомхето-Карабахской зоны.

## О СООТНОШЕНИИ МАГМАТОГЕННОГО И СЕДИМЕНТОГЕННОГО ВЕЩЕСТВА В КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ

Низкая степень достоверности количественных подсчетов объемов пород, входящих в состав формации, обусловлено тектонической дислоцированностью внутреннего строения формации и дискретностью полей выходов офиолитовой ассоциации. При подсчете объемов необходимо учитывать следующие группы пород: эффузивные ( $v^Э$ ), вулканокластические ( $v^{ВК}$ ), вулканокласто-седиментогенные ( $v^{ВС}$ ), эксгальциционно-седиментогенные ( $v^{ЭС}$ ), протрузивно-осадочные ( $v^{ПО}$ ), наконец, осадочные, а именно: кремнистые ( $v^{КР}$ ), карбонатные ( $v^K$ ) и обломочные-терригенные и эдафогенные ( $v^{ОТ}$ ,  $v^{ОЭ}$ ). Необходимо определить и те объемы формации, которые были смыты в постофиолитовый этап ( $v_{(-)}$ ), исходя прежде всего из содержания офиолитокластики в граувакковой формации "чехла".

Суммарный объем кремнисто-вулканогенной формации ( $V$ ) каждого офиолитового пояса может быть выражен в следующем виде:

$$V = (v^Э + v^{ВК} + v^{ВС} + v^{ЭС} + v^{ПО} + v^{КР} + v^K + v^{ОТ} + v^{ОЭ}) + v_{(-)}$$

$V$  - суммарный объем, а  $v^Э \dots v^{ОЭ}$  - объемы групп пород, выраженные в км<sup>3</sup>.

Для характеристики кремнисто-вулканогенной формации, наряду с определением индекса эксплозивности, крайне необходимо введение таких понятий, как индекс кремнистости ( $K_{кр} = \frac{v^{КР}}{V} \cdot 100$ ), индекс эксгальцивности ( $K_{э} = \frac{v^{ЭС}}{V} \cdot 100$ ) и индекс суммарной седиментогенности ( $K_c = \frac{v^c}{V} \cdot 100$ ) где  $v^{КР}$  - объем силицитов,  $v^{ЭС}$  - объем эксгальционных кремней, марганца, железа,  $v^c$  - объем седиментогенных продуктов.

Необходимо продолжить типизацию разрезов в отдельных фрагментах офиолитовых поясов, с привлечением данных по строению надофиолитового "чехла", геофизических данных.

Все вышесказанное мы рассматриваем, как постановку вопроса.

Для получения более или менее достоверных данных необходимы дальнейший сбор информации и разработка математической модели неоднородности офиолитовых поясов.

## ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

### ГИПОТЕЗА АЛЛОХТОННОГО ЗАЛЕГАНИЯ ОФИОЛИТОВ В СТРУКТУРЕ МАЛОГО КАВКАЗА: КРИТИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Основные положения этой гипотезы в соответствии с представлениями Книшпера (1975), дополненные С. Д. Соколовым (1977), сводятся к следующему:

офиолитовая ассоциация Севано-Акеринской зоны представляет гигантскую тектоническую брекчию – серпентинитовый меланж, история образования которого многоэтапна;

раскрытие обширной депрессии в триасе – начале юры сопровождалось расслоением и полным нарушением сплошности эпибайкальской сиалической коры, "состругиванием" гранито-метаморфического цоколя с "базальтового" слоя, дроблением габбро и габбро-амфиболитов, перемешиванием с мантийными ультрабазитами;

накопление кремнистых пород и базальтов имело место в поздней юре – начале нижнего мела. С этим этапом связывается становление океанической коры;

передвижение на север кристаллических массивов Африкано-Аравийской платформы, к концу неокома завершается поддвижением ее сиалических масс под кристаллическое основание герцинского обрамления северного борта Тетиса. С этим движением связывается раздавливание океанической коры, образование серпентинитового (и полимиктового) меланжа, его выжимание вдоль поверхности глубинного поддвига и формирование покровов офиолитов на кристаллическом основании. Этим движениям соответствует австрийская фаза складчатости;

альбская трансгрессия перекрывает офиолитовый покров, отчасти запечатывая его глинисто-песчаными осадками;

возобновление поддвижения в сеномане до конца раннего сенона приводит к выдавливанию новых порций меланжа, "поток меланжа устремился вверх и протрузивно проткнул успевшие накопиться к этому времени альб-сеноманские осадки" (Книшпер, 1975, стр. 190). Движение новых покровов вызвало формирование по их фронту олистостромовых толщ (конец сеноманского – сантонский века);

формирование неаавтохтона (позднеконьякское время – палеоцен);

протрузии серпентинитового меланжа в конце эоцена – олигоцена, включающие в себя породы неоавтохтона.

Схема эта разработана на примере офиолитов Севанской зоны. Однако последующие работы, проведенные в Вединской зоне, позволили ее унифицировать. История развития Вединского офиолитового покрова рассматривается в рамках принципиально той же схемы. Корневая зона офиолитов рисуется по северному обрамлению Анкаван-Зангезурской зоны, внутренняя структура офиолитов не отождествляется с меланжем.

Сходная схема аллохтонности офиолитов, предложенная М. Г. Ломизе (1970), еще не является завершенной. Это более умеренный вариант, позволяющий увязать современную структуру офиолитовых поясов с контролирующими их глубинными разломами.

Основные положения аллохтонной гипотезы далеко не укладываются в рамки многочисленных фактов, которые были накоплены не одним поколением геологов и суммированы в работах К. Н. Паффенгольца, А. Т. Асланяна, А. А. Габриеляна, Э. А. Шихалибейли и других исследователей. Не подтверждают аллохтонную гипотезу и литологические исследования.

Кратко рассмотрим результаты, которые могут быть привлечены для обсуждения генезиса офиолитов.

Палеонтологические и радиологические данные. Выше было показано, что достоверно принадлежащие офиолитовой ассоциации радиоляриты и вулканиты (Севанский и Вединский комплексы) датируются альбом-поздним мелом (Жамойда и др., 1976; Сатиан, 1975; Асланян, Сатиан, 1977). Как видим, эти данные находятся в противоречии с гипотезой аллохтонности офиолитов, в которой время формирования океанической коры определяется поздней юрой – неокомом (А. Л. Книппер, 1975; М. Г. Ломизе, 1970).

Об олистостромовой толще. Обсуждение термина, предложенного в 1955 г. Г. Флоресом; (Abbate *et al.*, 1970) показывает, что Флорес обозначал олистостромой оползневые образования, гетерогенные, перемешанные, как полужидкое тело, переслаивающиеся с нормальными осадочными породами („Olistomai” – оползать, „stroma” – собираться). К олистостромам Флорес относил и отложения турбидитовых потоков.

В отличие от ранних представлений о гетерогенности состава материала олистостром Аббатэ и др. (Abbate *et al.*, 1970) в офиолитовых зонах отмечают многочисленные случаи развития более или менее однородных (серпентинокластовых и др.) оползней. Если размеры обломков, входящих в олистострому, по Флоресу, могут достигать в объеме нескольких куб.км, то, по мнению Аббатэ и др., сами олистостромы представляют собою тела мощностью не более 100–200 м; соответственно составляющие их глыбы должны укладываться в эти пределы или быть меньшими. Преследуется цель разграничения крупных по масштабам тектонических гравитационных покровов и орогенных оползней от тех оползней, которые возникают в субмаринной обстановке при размыве передовых частей покровов и оползания отторженцев. От тектонического меланжа олистостромы отличают степень и характер деформации цемента, наличие следов течения неконсолидированных осадков, подводно-оползневые дислокации и градационная слоистость. Сле-

дую Хсю (НСУ, 1968), в составе меланжа могут содержаться блоки более молодых, чем цемент, пород, но в составе олистостромы — только более древних или синхронных времени накопления цемента.

Олистостромы офиолитовых зон образуются перед фронтом аллохтонных офиолитовых масс. Из этой схемы очевидна тектоногенная первопричина формирования олистостром в зоне гравитационной неустойчивости покровных масс. Поэтому такого рода олистостромы для дальнейших рассуждений определим как тектоногенные.

Для того, чтобы выяснить, есть ли в разрезе Вединского офиолитового пояса тектоногенная офиолитокластическая олистострома, обратимся к опорному разрезу Кораллового оврага в верховье бассейна р. Веди, в 700 м западнее устья р. Кюсуз. Здесь А. А. Книппер и С. Д. Соколов (1976) показали, что и вулканиты, и кремнистые породы, чередующиеся в разрезе, не стратифицированы, а представляют глыбы, резко оборванные по краям, оползневые пластины и т. д. Нами было проведено повторное изучение данного и смежных разрезов. Описание этого разреза кремнисто-вулканогенной формации было дано выше.

Прежде всего выясняется, что вулканиты и тем более кремнистые породы, заключенные в них в виде линз и образующие самостоятельные пачки, не являются оползневыми глыбами асинхронных толщ. Это стратифицированные отложения, парагенетически взаимосвязанные. Выясняется различие литологического состава пород, слагающих "олистострому" и "покров": вулканокластические и кремнистые породы резко доминируют в "олистостроме", тогда как "покров" слагается в основном эффузивами и линзами известняков среди них; в составе "олистостромы" были встречены ярко-желтые кремни с глобулярной структурой, кирпично-бурые кристаллозернистые известковистые доломиты, офидоломиты и офирадиоляриты — породы, которых нет в "покрове". Напротив, для "покрова" показательны так называемые "карабахиты": вулканические грубые брекчии базальтоидов в известковом цементе. Наконец, афировые вулканиты "олистостромы" сменяются в "покрове" миндалекаменными перфиритами. По данным радиоляриевых анализов определяется позднемеловой сходный с севанским, комплекс радиолярий в радиоляритах "олистостромы". Радиологически возраст гиаобазальтов позднемеловой (табл. 18).\*

Обязательным признаком выделения покрова является наличие тектонических соотношений покрова с автохтоном. В приведенном ранее разрезе Кораллового оврага очевидно стратиграфическое соотношение с осадочно-пирокластической свитой свиты андезито-базальтов. А. Л. Книппером и С. Д. Соколовым (1976) описание данного разреза было дано не полное, без верхней секции разреза. Небезынтересно отметить, что в начальной схеме (М. Г. Ломизе, 1970) тектонический контакт аллохтона по отношению к автохтону проводился по кровле так называемой мергельной свиты. А. Л. Книппер и С. Д. Соколов его проводят

\* Примечание. Приведенные данные отрицают наличие олистостромы в Вединской зоне, однако на юго-востоке Севанской зоны, в Сарьбабинском синклинии существование в разрезе офиолитовой серии олистостром не вызывает сомнений. Вопрос заключается в том, в какой мере накопление олистостром было обусловлено формированием обширных покровов офиолитов.

гипсометрически выше на 150–250 м, по кровле осадочно-пирокластической свиты, т. е. "олистостромы". Произвольность таких построений позволяет думать, что в случаях сорванного контакта офиолитового комплекса по отношению к известнякам турона и нижней мергельной толщи, как например, в бассейне р. Хосров, более убедительное тому объяснение можно видеть в нарушении стратиграфических между ними соотношений. Эти нарушения могут быть скорее результатом складчатости и надвигообразования, главная фаза которых по данным геокартирования определяется поздним палеогеном.

Реконструкция корневых зон покровов, определение амплитуды и направления перемещения покровов являются наименее разработанными. Корневые зоны покровов в одном варианте гипотезы рисуются в "недрах" Сомхето-Карабахской зоны, в другом варианте – по восточному обрамлению Анкаван-Зангезурской зоны. Однако с этими построениями идут вразрез данные о внутреннем строении, составе и возрасте пород офиолитовой ассоциации, наконец, геофизические данные о принадлежности каждого из офиолитовых поясов зонам глубинных вертикальных разломов, достигающих верхней мантии (Егоркина и др., 1976). Не подтверждают эти построения палеомагнитные данные, которые будут приведены далее.

Парагенезы пород. Все большее количество данных указывает на то, что офиолитовые серии континентов лишены типично океанического парагенеза пород, в частности, глинистых илов и красной глубоководной глины – факт, уже давно привлекая к себе внимание (Максвелл, 1973). Можно отметить ограниченные масштабы образования в офиолитовой ассоциации региона гиаокластитов, мощных терригенных толщ, в частности, турбидитов и т. д. Каждый из поясов характеризуется особым парагенезом пород. При этом вулканиты относятся скорее к контрастным формациям, которые, судя по последним данным, отсутствуют в разрезе океанов (Фролова и др., 1976).

Палеобатиметрия офиолитов Малого Кавказа, как выяснилось, была повсеместно выше уровня критической глубины карбонатакопления.

Сопоставление осадков мезозоя западной части центральной Атлантики и мезозойских пород западного сектора Альпийского складчатого пояса показало, что между ними имеется значительное сходство (Vergnoulli, Jenkins, 1974). Однако если принять сходными условия накопления карбонатных отложений в этих комплексах (а они являются преобладающими), то ясно, что глубины накопления не превышали критических для карбонатакопления. Проводимые параллели, например, между наннопланктонными известняками позднего титона-неокома Атлантики и мезозойскими микрозернистыми известняками, слагающими мощные толщи (а на Малом Кавказе их аналогами могут считаться верхнесенонские известняки), допустимы, скорее, в отношении достаточно большой, но отнюдь не сходной глубоководности. Кроме того, нарастание глубоководности позднемеловых бассейнов к позднему сенону никак не может быть отнесено к процессам рифтинга и океанообразования, хотя бы потому, что этот комплекс, как было показано, входит в состав надофиолитового "чехла" (или "неоавтохтона" схемы А. Л. Книппера; 1975).

Другие типы осадков – черные цеолитовые глины и маломощные

черные радиоляритовые аргиллиты Атлантики (а также производные цеолитовых глин в фации глубинного эпигенеза) в строении офиолитов не выявлены.

Наиболее важно подчеркнуть принципиальное отличие парагенеза вулканитов и радиоляритов офиолитовых серий Малого Кавказа от тех осадков мезозоя, которые вскрыты в центральной Атлантике. Нет полной аналогии между офиолитовыми ассоциациями малокавказского региона, с одной стороны, и Лигурии (либо Кипра) — с другой. Так, в Лигурии радиоляриты слагают обособленную толщу над базальтами (Abbate *с. а.* 1976), при этом базальты целиком относятся к толеитовой серии, а среди силицитов нет того генетического разнообразия, как на Малом Кавказе, вместе с тем гораздо шире развиты силициты с градационной слоистостью. Далее лигурийский комплекс характеризуется отчетливо стратиграфическими контактами между ультрабазитами, в той или иной мере серпентинизированными, и вышележащими базальтами и силицитами. Наконец, диапазон фаций метаморфизма в Лигурии гораздо более широк и шире представлена фация глаукофановых сланцев, а пренит-пумпеллитовая фация имеет корреляционное значение. К сказанному следует добавить различие в возрастном интервале формирования офиолитов. Лигурии (верхняя юра) и Малого Кавказа (средний мел).

О внутреннем строении офиолитовой серии. Аллохтонная гипотеза отстаивает точку зрения принадлежности офиолитов к покровам, сложенными в основном тектоническим меланжем. Однако, как было показано на примере офиолитовых поясов Малого Кавказа и сопредельных регионов, нарушение начальной стратификации обусловлено прежде всего обстановкой седиментации. Подробнее этот вопрос был нами рассмотрен выше. Тектонические деструкции накладываются на неупорядоченно-стратифицированное строение офиолитовой серии и существенно усложняют его, особенно в зонах развития более масштабных покровов и прежде всего в зонах сближения офиолитовых поясов. При этом время структурообразования относится к ларамийской и постсреднеэоценовой (пиренейская) фазам. Формирование офиолитовой ассоциации, а затем меланжа и покровов в соответствии со схемой А. Л. Книппера (1975) происходит от средне-позднеюрского времени до раннеконьякского включительно, что противоречит палеонтологическим и геологическим данным. Следовательно, сама постановка вопроса об отнесении внутренней структуры офиолитов к тектоническому меланжу, слагающему покровы, не "вписывается" в узкий интервал времени формирования офиолитовой ассоциации и нижней секции "чехла".

Особенности вулканизма. Принадлежность вулканитов Севанского пояса к толеитовой серии и щелочная тенденция петрохимии вулканитов Бединского пояса, различный коэффициент эксплозивности офиолитового вулканизма обоих поясов скорее находят свое объяснение с позиции автономности развития офиолитовых поясов; наряду с прочими приводимыми признаками эти данные заслуживают особого внимания.

Интересен факт асинхронности офиолитового вулканизма (альб-ранний коньяк) по отношению к парогизмальной стадии островодужного вулканизма (коньяк-сантон). "Запаздывание" вулканизма северной островной дуги казалось может быть объяснено временем, необходимым для разогрева погружающейся холодной литосферы, по ориентировочным

расчетам составляющим около 10 млн. лет (Ушаков, 1976). Однако такая модель вряд ли объяснит латеральные вариации вулканизма Понтийско-Сомхето-Эльбурской зоны, фациальные переходы вулканизов в осадочные комплексы, а также отсутствие вулканизма по южному обрамлению Зангезурского и по обоим бортам Вединского офиолитовых прогибов, т. е. в Анкаван-Мегринской и Урц-Джультинской зонах (рис. 1).

Фации эпигенеза пород кремнисто-вулканогенной формации. Прежде всего выясняется, что фации эпигенеза пород каждого из офиолитовых поясов заметно отличаются, что также говорит в пользу автономности развития каждого пояса. Степень эпигенетического преобразования пород нарастает от кровли к основанию формации, наряду с этим ограниченное развитие имеют высокие ступени зеленосланцевой фации метаморфизма и метаморфизм высоких давлений и низких температур. Гипотеза аллохтонности офиолитов между тем предлагает хаотическое размещение блоков в аллохтоне, многоэтапную тектоническую переработку офиолитовых комплексов на стадиях формирования меланжа, а затем и покровов. Тем самым фациальная зональность оказывается весьма сложной (Coleman, 1977).

Формации "чехла". Граувакковая, известняковая (сенон), терригенно-известняковая (даний-палеоцен), так же как флишоидная и моласовая формации (эоцен и майкоп) в латеральных направлениях обнаруживают существенные изменения мощностей и литофациального облика. Высокая мобильность тектонических условий на стадии формирования надофиолитового "чехла" объясняется вертикальными движениями "клавиатуры" блоков офиолитового пояса. Тесная связь с глубинным строением офиолитовой зоны обнаруживается по резкому градиенту изопахит формации "чехла" вкост простирания офиолитовой зоны и изменению фациального облика осадков. Например, сланцевокластический состав и флишоидное строение граувакковой формации наблюдаются по северной периферии Вединского офиолитового пояса, тогда как вдоль южной периферии развиты калькаренитово-офиолитокластические накопления, значительно менее мощные. Мощные вулканогенно-осадочные образования среднего-верхнего эоцена северной периферии к югу сменяются маломощными осадочными накоплениями и т. д. Асимметричность "полярность" размещения типов формаций относительно простирания офиолитового пояса показательны также для строения Севанской и Зангезурской зон.

Глубоким сейсмическим профилированием установлено (Егоркина и др., 1976), что Севанская офиолитовая зона контролируется глубинным разломом, прослеживаемым до поверхности Мохоровичича на глубину 40-50 км. Сместители разломов близки к вертикали, при максимальной амплитуде смещения крыльев разлома по поверхности фундамента в 2-3 км. Сходные характеристики получены для глубинных разломов, контролирующих западные секторы Зангезурской и Вединской офиолитовых зон.

С. Д. Соколов (1977) полагает, что данные по глубокому сейсмическому профилированию не дают основания для таких выводов. В профиле, проходящем через западную часть бассейна оз. Севан к г. Иджевану, зона отсутствия отражающих геофизических горизонтов (т. е. зона глубинного разлома), по С. Д. Соколову, "расположена непосредственно

к северу от офиолитовой зоны и на поверхности перекрыта породами Сомхито-Агдамской зоны". Породы офиолитовой ассоциации по линии сейсмического профиля обнажаются лишь в бассейне р. Дзкнагет. Но, как было показано, эти выходы принадлежат менее обширной Зангезурской офиолитовой зоне, также фиксируемой сейсмическим профилированием. Продолжение главной на Малом Кавказе, Севанской офиолитовой зоны к северо-западу от Севанского хребта трассируется единичными выходами офиолитов у Семеновского перевала, в бассейне р. Дзорагет и в верховье р. Ахурян (рис. 1). Сейсмическим профилированием они отбиваются севернее дзкнагетских выходов, и на значительном протяжении эта зона погребена не под породы Сомхето-Агдамской (Карабахской) зоны, как полагает С. Д. Соколов, а под вулканогенно-осадочным палеогеном и олигоцен-плиоценовые лавы Севанского пояса, составляющие надофиолитовый "чехол".

Первичная остаточная намагниченность вулканитов. Проверка гипотезы аллохтонности офиолитов была проведена палеомагнитными измерениями. Поведение вектора естественной остаточной намагниченности в случае аллохтонного залегания офиолитов может отличаться в каждом блоке, а также между офиолитовыми зонами и их обрамлением. Был предложен в этих целях ряд опорных разрезов Вединского и Севанского поясов, а также позднемиловых комплексов Сомхето-Карабахской зоны, изучение которых было выполнено Д. М. Печерским и Нгуен Тхи Ким Тхоа (ИФЗ АН СССР).

Не касаясь специальной части, приведем основные палеотектонические результаты этих исследований (устное сообщение Д. М. Печерского\*):

сходство соседних палеомагнитных направлений офиолитовых поясов и обрамления указывает на то, что офиолитовые серии скорее являются автохтонными;

в среднем для мелового времени (главным образом верхнемелового времени) виртуальные палеомагнитные полюса для Малого Кавказа и Европы очень близки и существенно отличаются от Африки (табл. 38).

## ПРОДОЛЖЕНИЕ ОБСУЖДЕНИЯ

Тяготение серпентинитов и гипербазитов к полям развития меловых отложений было подмечено еще при первых геологических пересечениях Армянского нагорья (Абих, 1899). Размещение офиолитов среди альбского-позднемиловых комплексов рассматривалось одним из наиболее достоверных результатов последующего геокартирования и, исходя из этого примечательного факта, определялся в первом приближении возраст офиолитов. Идеи аллохтонности офиолитов поставили казалось бы под сомнение эти выводы. Полученные палеонтологические данные (по радиоляриям) о позднеюрском-раннемеловом возрасте офиолитов бассейна р. Тертер и смежных районов распространения радиоляритов и вулканитов (Книппер, 1975; Соколов, 1977) и ранее по Севанскому хребту (В. П. Ренгартен, 1959) все же не внесли ясность в этот вопрос. После проведенных специальных исследований радиоляриевых комплексов (Жамойда и др., 1976) стали явными предварительный характер одних определений (Ренгартен, 1959) и локальное значение других.

\* См. "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1978, № 3.

## Палеомагнитные полюса мелового времени

Возраст	Место отбора образцов	Палеомагнитный полюс		Автор
		$\Phi$	$\lambda$	
K	Африка	61S	80E	Осреднение по McElhinny, (1973)
K	Аравия	69	84E	- " - - " -
K	Западная Европа и Русская платформа	80N	162E	- " - - " -
K	Южная Европа	76	174E	- " - - " -
K	Малый Кавказ	67	171E	Осреднение Д. М. Печерского и К. Тхоа по А. Н. Храмову (см. палеомагнит. напр., 1971-1975).
K <sub>2</sub>	Армения (исключая шаровые лавы Севанского пояса)	71	168E	По данным Печерского, Тхоа
K <sub>2</sub>	Азербайджан	53	202E	А. Н. Храмов (Палеомагнитные направления, 1971-75)

Как было показано, возраст офиолитов для значительной части региона является альб-допозднеконьякским. В этом интервале произошли два важнейших геологических события - накопление вулканитов и силицитов офиолитовой ассоциации, блоковое расчленение офиолитов и формирование клавиатуры блоков. Какие-то фрагменты офиолитовых зон, вероятно, были заложены и ранее (в титоне-неокоме), однако главный этап становления офиолитов принадлежит позднему мелу. В это время неокомские комплексы оказались вовлеченными в новые деструкции коры и трогообразование.

Указанный геохронологический интервал никак не может быть достаточным для свершения многозвеньевой цепи геологических событий, последовательно следующих одно за другим: рифтинг, раскрытие базальтового слоя, накопление второго и первого слоев океанической новообразованной коры, далее этап меланжа и, наконец, покровообразования (обдукции) на континентальное обрамление.

Предлагаемая А. Л. Книппером гипотеза аллохтонного размещения офиолитов региона, наследующая идеи дрейфа континентов, кроме того оставляет в стороне вопросы спрединга океанической коры, реконструкции структур типа срединных хребтов, трансформных разломов. На вооружение взят лишь факт субдукции. Речь идет, однако, (об этом говорилось в начале раздела) о поддвижении одной сиалической плиты под другую (Афро-Аравийскую под северное обрамление Тетиса), при котором должно происходить периодическое выжимание офиолитового меланжа на континентальное обрамление. Механизм субдукции, как известно,

обосновывается разностью плотностей погружающейся океанической плиты под более легкую, сиалическую — "поплавок" (Ушаков, 1976). Рассматриваемая гипотеза, как видно, не ставит перед собой задачу обсуждения принципиальной возможности погружения одной сиалической плиты под другую. Сталкивается она и с другими препятствиями, "расставленными" региональной геологией, а именно: полиарочностью мезозойской структуры, что бросается в глаза даже при самом предварительном обзоре палеогеографии Малого Кавказа. Модель расслоения континентальной коры, с "прихватом" в поле обнажившегося "базальтового" слоя кусков, полос слоя "гранитного", вряд ли может объяснить сложнейшую мозаику палеотектонического полосового рисунка: чередования офиолитовых зон и зон поднятий (ранних "островных дуг") доофиолитовых комплексов. Многообразие конфигурации самих офиолитовых поясов и пространственных между ними соотношений такие, как зоны синтаксиса, торцового сочленения, продолжение линеаментов без офиолитовой ассоциации, совмещение разновозрастных офиолитовых комплексов — все они не находят удовлетворительного объяснения, если следовать гипотезе аллохтонности офиолитов региона. К поставленным вопросам добавим: палеотектоническую индивидуальность каждой из островных дуг на всем этапе их развития, латеральные вариации, островодужного вулканизма в Сомхето-Карабахской, Базумо-Кафанской зонах, резкую подавленность либо отсутствие вулканизма в Анкавано-Мегринской и Урц-Джюльфинской зонах и т. д.

Вопросы эти составляют особую задачу, однако уже при сегодняшних наших знаниях намечаются общие и для офиолитовых зон, и для разделяющих их зон поднятий тенденции спада интенсивности мезозойского вулканизма в направлении от внешней дуги (Сомхето-Карабахской) и Севанского офиолитового пояса к дуге внутренней (Урц-Джюльфинской), прилегающей к Вединскому офиолитовому поясу (Асланян, Сатян, 1977). Масштабы самих седиментационных бассейнов и суммарных мощностей формаций также могут быть обсуждены в этом аспекте. Можно поэтому говорить об общих для мезозойской истории региона глубинных тектоно-магматических условиях заложения и развития сопредельных структур: палеодепрессий и палеоподнятий. Отсюда напрашивается вывод, что структуры эти пространственно не были существенно разобщены.

Несколько слов о палеогеографии офиолитовых поясов. Надо сразу же оговориться, что предлагаемый нами палеогеографический вариант не может быть распространен на остальные области Передней Азии, особенно внешние швы. Тем более он имеет местные задачи на фоне более обширной палеогеографии Средиземноморья. Хотя неизбежны погрешности реконструкции, в известной мере обусловленные нарушением первичной внутренней структуры офиолитовых серий, предлагаемые построения соответствуют комплексной геолого-геофизической оценке глубинного строения зон, чего нельзя сказать о гипотезе аллохтонности офиолитов, противоречащей новым данным глубинной геофизики и палеомагнетизма.

Вместе с тем нельзя не согласиться с тем, что гипотезе аллохтонности офиолитов принадлежит ряд заметных достижений. Впервые доказано широкое развитие явлений деструкций стратификации, наличия тектонического меланжа, дана типизация меланжа, показано развитие ополз-

невых толщ. Обнаружение меланжа и олистостром, хотя мы и не можем полностью согласиться с истолкованием их генезиса, достаточно определенно показало всю сложность строения малокавказских офиолитов, их сходство и вместе с тем различие сравнительно с офиолитами смежных регионов Малой Азии и Ирана. В процессе становления гипотезы аллохтонности офиолитов ее авторами уделено большое внимание не только вопросам состава и структуры гипербазитов, серпентинитов и габброидов, но, пожалуй, впервые офиолиты были рассмотрены во всей совокупности (радиоляриты, спилиты, гипербазиты). Достижения эти были возможны на основе проведенного геокартирования почти всех крупных выходов офиолитов региона, корреляции с офиолитами смежных регионов Передней Азии и Средиземноморья.

## ГИПОТЕЗА ТРОГОВОЙ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ

Становление материковой коры в Средиземноморском поясе относится к концу байкальского этапа (Муратов, 1970, 1971) и история заложения прогибов офиолитового типа связывается с растяжением материковой коры в пределах глубинных разломов.

В палеогеографическом отношении офиолитовые прогибы — это узкие и протяженные зоны относительно глубоководной седиментации и вулканизма. Такая, наиболее общепринятая точка зрения нашла дальнейшее обоснование в региональной геологии Малого Кавказа (Асланян, 1958; Габриелян, 1959). Для региона Турции вопросы троговой обстановки формирования офиолитов рассмотрены Р. Бринкманном (Brinkmann, 1968, 1972, 1976). Разработка литолого-палеогеографического аспекта этой проблемы, относящаяся к началу 60-х годов (Сатиан, Степанян, 1963—1977), совпала с резким повышением интереса к проблеме офиолитов, все большим наращиванием данных об аллохтонности офиолитов и поступлением новой обильной информации по геологии офиолитов разных континентов, включая смежные с Малым Кавказом регионы. Чрезвычайно интересные и порой неожиданные результаты наличия офиолитов в океанической обстановке порождали новые предположения и придавали проблеме особую остроту. Генезис офиолитов океанов остается между тем еще не достаточно познанным и надежды на получение геологически достоверной информации связаны с продолжением бурения на второй и началом разбуривания третьего слоя океанической коры. Несомненно, эти результаты скажутся и на развитии гипотезы формирования офиолитов континентов.

В соответствии с полученными данными по региону офиолитовые прогибы закладывались вдоль шовных зон, при этом позднеюрский—неокомский этап проявляется лишь фрагментарно, тогда как альб — "средне-меловое" (допозднеконьякское) время характеризуется наиболее интенсивным растяжением коры, базальтоидным вулканизмом, формированием в глубоководных узких трогах вулканогенных и кремнистых отложений (рис. 27). Морфология офиолитовых трогов или, точнее, системы кулисовидно сочленявшихся узких и глубоких грабенов, имеет много общих черт с рифтами типа Красноморского, Калифорнийского.

Сонахождение кремнистых пород с карбонатными — достаточно явный критерий определения батиметрии силицитов относительно критичес-

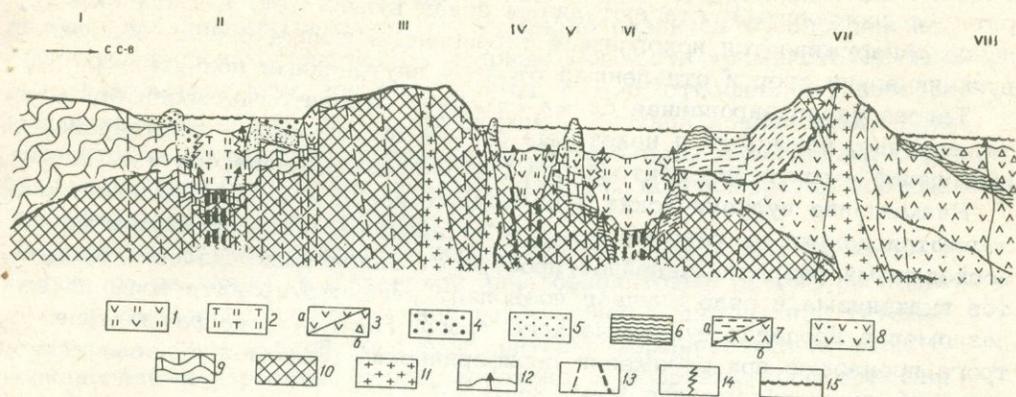


Рис. 27. Палеогеологический разрез Малого Кавказа, раннеконьякское время.

1. Урцкая зона поднятий, П. Вединский офиолитовый прогиб (вулканический трог и терригенный шельф по периферии). Ш. Анкаван-Мегринская зона поднятий. 1У. Зангезурский офиолитовый прогиб. У. Базумо-Кафанская зона поднятий. У1. Севанский офиолитовый прогиб (вулканический трог и терригенный шельф по периферии). УП. Сомхето-Карабахская зона поднятий. УШ. Предмалокавказский прогиб, южная периферия.

Обозначения в легенде. 1-6. Формации альб-раннеконьякского времени. 1. Кремнисто-эффузивная формация, включающая гипербазиты и габброиды. 2. Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация, включающая гипербазиты и габброиды. 3. а) эффузивная формация (и субформация); б) эффузивно-вулканокластическая формация. 4. Граувакковая формация. 5. Известняково-терригенная формация. 6. Вулканокласто-седиментогенная формация.

7-11. Формации доальбского этапа. 7. Позднеюрские-неокомские формации: а) вулканогенно-осадочные и осадочные, б) существенно вулканогенные. 8. Ранне-среднеюрские осадочно-вулканогенные формации. 9. Средне-верхнепалеозойские и триасовые терригенно-карбонатные и карбонатные формации. 10. Древний метаморфический комплекс (кембрий (?) - докембрий). 11. Доальбские интрузивы гранитоидов. 12. Позднемеловые вулканы. 13. Разломы коровые и глубинные (жирным шрифтом). 14. Фациальные переходы. 15. Уровень палеобассейна.

кой глубины карбонатакопления. Более того, по простиранию офиолитовых палеопрогибов эта ассоциация местами включает заведомо мелководные обломочные и известняковые породы - факт достаточно примечательный.

Зона накопления наиболее глубоководной ассоциации радиоларитов и вулканитов отличается от смежных с нею максимальными суммарными мощностями кремнисто-вулканогенной формации. Это близосеявая часть современных офиолитовых поясов и к ней тяготеют выходы наиболее значительных по площади ультрабазитов. Иногда удается восстановить ископаемые осадки периферии офиолитового трога, вмещающие несколько иной набор пород, среди которых нередко апобиоморфные известняки, песчаники и конгломераты. В этих частях офиолитовых поясов радиоля-

риты (и спонголиты), слагают линзы среди вулканитов. В Вединском поясе обнаруживается ископаемый терригенный шельф, ограничивавший вулканический трог и отделенный от него внутренними поднятиями.

Такова идеализированная схема строения офиолитовых прогибов, хотя, конечно, возможны и некоторые от нее отступления – редуцированный шельф, отсутствие центральной глубоководной депрессии и т. п.

Размещение вулканических и осадочных пород и их соотношение оказываются далеко не равномерными в латеральных направлениях и по восходящему разрезу. Линейное пространственное распределение продуктов вулканизма в ряде случаев позволяет реконструировать зоны палеоразломов в пределах вулканического трога. Последующее расширение трога произошло при заложении периферических разломов и вовлечении в прогиб краев обрамления (рис. 28).

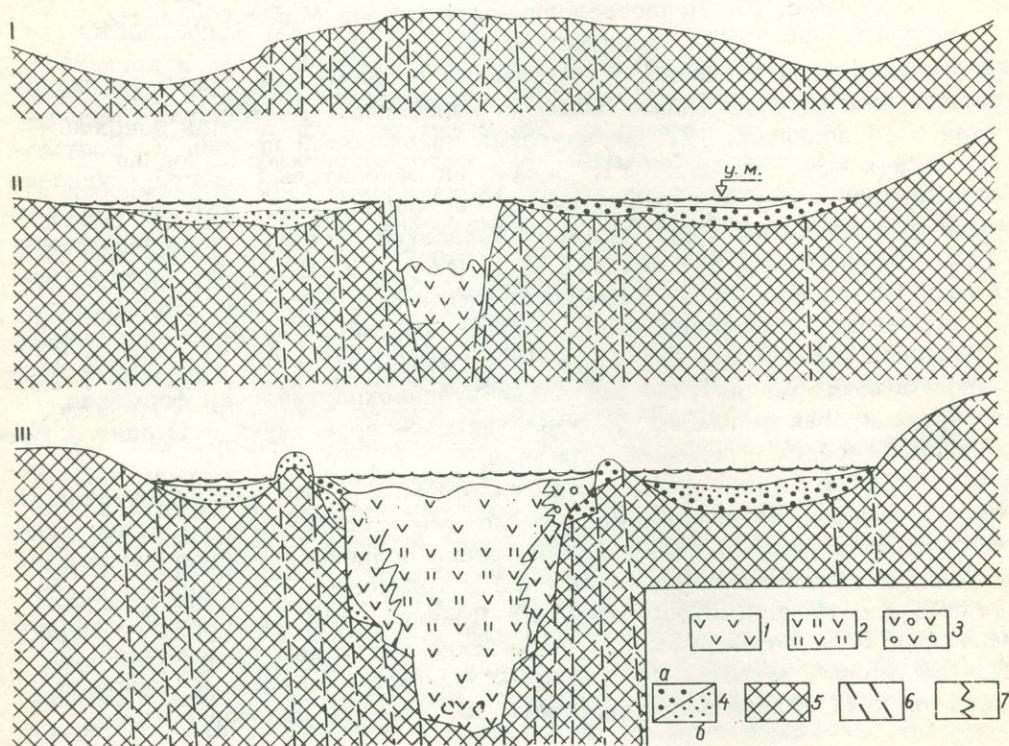


Рис. 28. Принципиальная палеотектоническая схема заложения и развития офиолитовых трогов.

1. Доофиолитовый этап. П-Ш. Офиолитовый этап: П – начальная стадия. Ш – главная (офиолитовая) стадия. 1. Вулканиты и осадочные породы мелководья. 2. Вулканиты и силициты глубоководья. 3. Миндалекаменные вулканиты. 4. Отложения: а) грубообломочные и псаммитовые флишоподобные, сланцевокластические и офиолитокластические; б) тонкообломочные флишоподобные полимиктовые и калькаренистые. 5. Доальбское основание. 6. Разломы. 7. Зоны фациальных переходов.

Геологический интервал времени накопления позднемезозойской офиолитовой ассоциации, вероятно, не особенно разнится в сопредельных офиолитовых зонах региона. Суммарные мощности кремнисто-вулканогенной формации этих зон соизмеримы, и в их строении нет достоверных признаков перерыва в седиментации. Верхний предел накопления офиолитовой ассоциации определяется несогласным налеганием, с размывом на эти образования позднеконьякских конгломератов и песчаников офиолитокластического состава.

Строение и ряды формаций доофиолитового этапа тем не менее существенно различны: в Севанской зоне офиолитовый прогиб наследует зону сравнительно глубоководной карбонатной седиментации титона-неокома, причем в этой зоне фрагментарно формировался кремнисто-вулканогенный парагенез пород, вероятно, с позднеюрского времени. В Вединской зоне формированию офиолитового трога предшествовал длительный этап поднятия и перерыв в седиментации от ранней юры до неокома включительно. Лишь в юго-восточном ее сегменте (бассейн р. Арпа, Нахичеванская АССР) разрез раннего мезозоя оказывается достаточно полным, включающим вулканогенный лейас и терригенные отложения байоса, бата и келловея. Особенности заложения и формирование глубоководных трогов, парагенезов кремнистых и вулканогенных пород офиолитовой ассоциации в каждом из них могут быть объяснены масштабами растяжения коры. Подтверждением автономности развития каждого из трогов служат также петрохимическая специализация и индекс эксплозивности продуктов вулканизма, масштабы кремненакопления, размеры массивов ультрамафитов. Эти данные приложимы и к палеогеографическим реконструкциям: ширине, батиметрии прогибов и т.д.

С этапом сжатия офиолитовых прогибов связано дальнейшее усложнение первичной зональности прогибов, формирование глыбовой структуры — "клавиатуры" глыб или блоков (рис. 29). Начало образования внутренних офиолитовых поднятий и их размыв были подготовлены предшествующим режимом избыточной компенсации — уменьшением глубин бассейна. Новообразованная "клавиатура" глыб представляет сочетание достаточно высоко приподнятых блоков, гравитационно неустойчивых относительно блоков опущенных. С образованием офиолитовых поднятий связан "расцвет" принципиально новой — офиолитокластической ассоциации терригенных пород.

Офиолитовые пояса обнаруживают высокую тектоническую активность в стадию формирования формаций "чехла". Доминирующее значение в распределении фаций и мощностей имеют вертикальные перемещения в системе "клавиатуры" блоков.

Итак, в развитии офиолитовых прогибов достаточно четко обозначается доофиолитовая, собственно офиолитовая стадия и стадия формирования надофиолитового "чехла", или, условно, стадия стабилизации. При этом ряды формаций "чехла" (табл. 1), время их формирования, их состав и строение имеют свои особенности в каждой офиолитовой зоне, что также указывает на сохранение тенденций автономии в развитии каждого офиолитового прогиба, тенденций, которые наиболее ярко обозначаются в собственно офиолитовую стадию.

Основная фаза складчатости связана с ларамийскими движениями

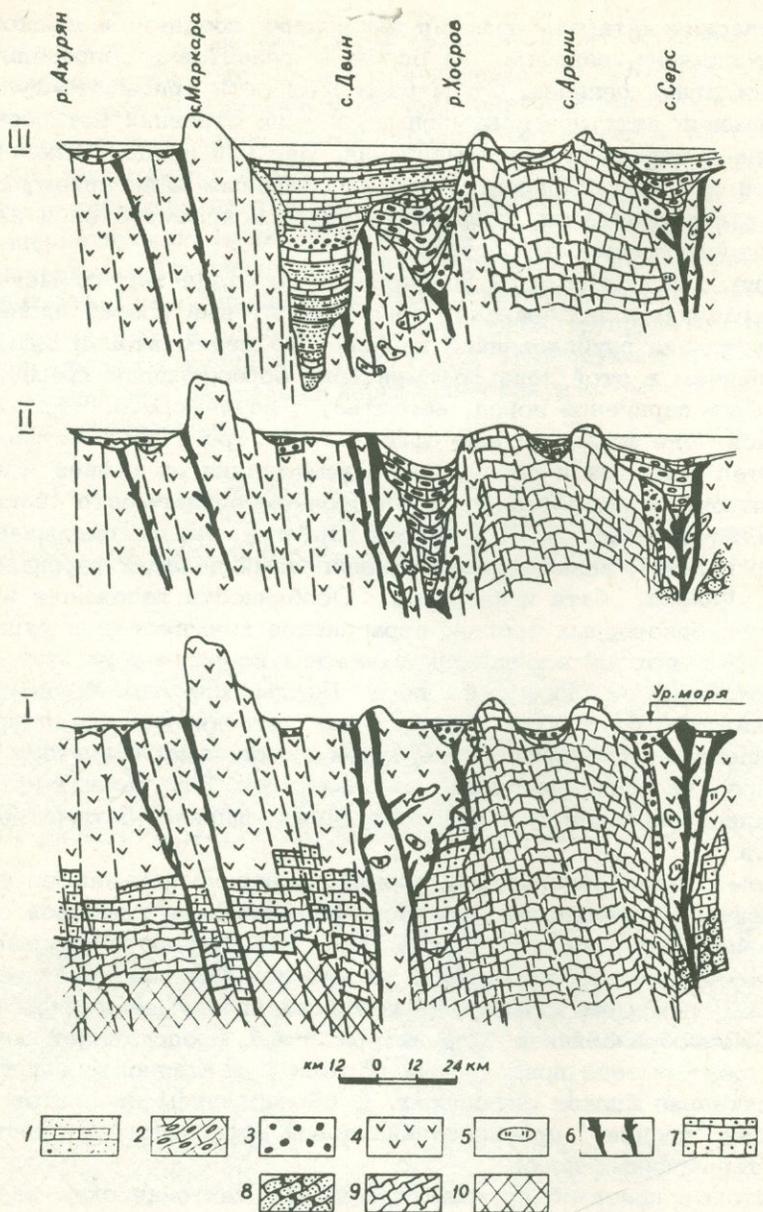


Рис. 29. Палеогеологический разрез Вединской офиолитовой зоны (продольный).

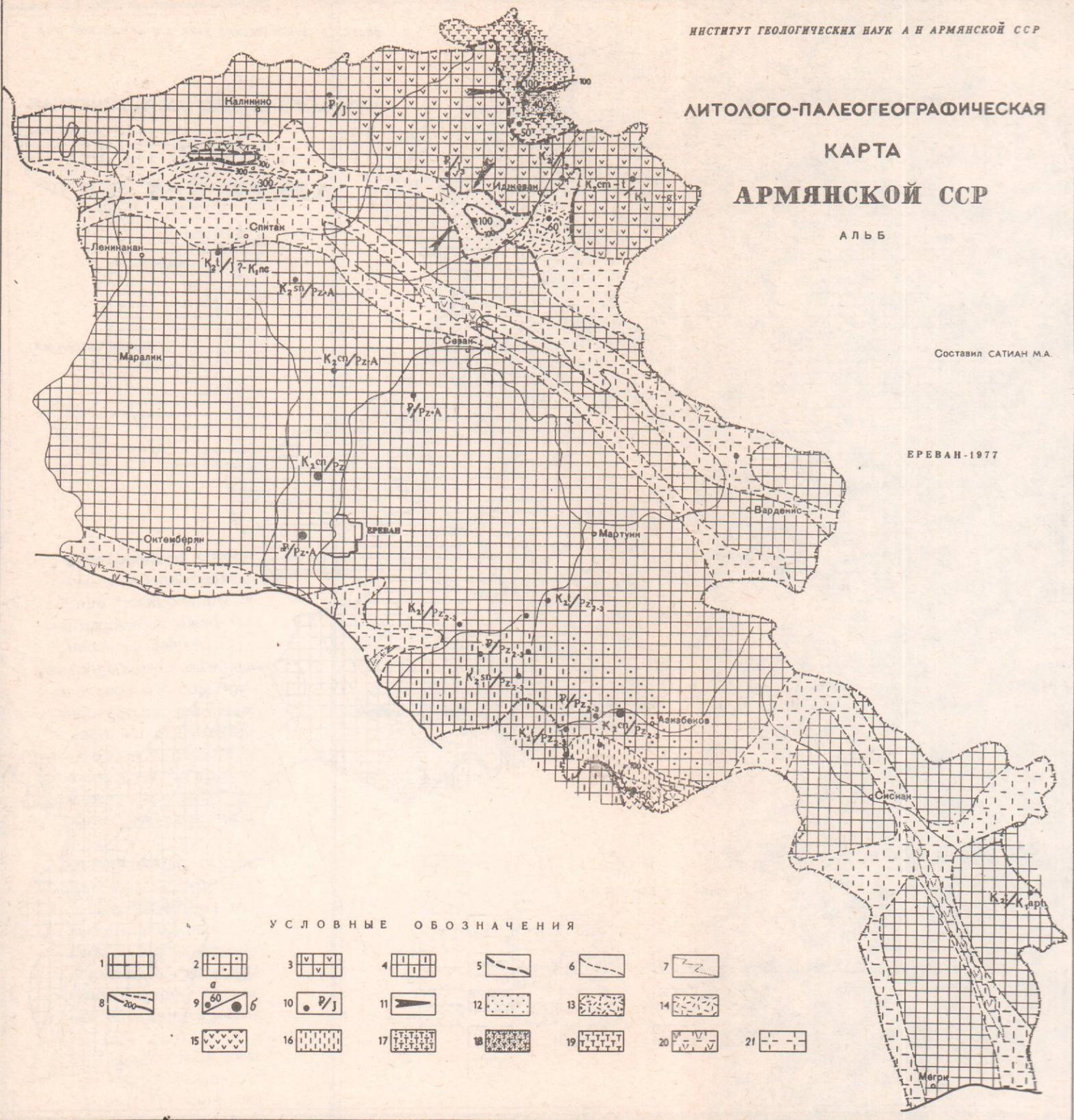
1. Конец офиолитовой стадии и начало накопления граувакковой формации. II. Стадия относительной стабилизации и накопления известняковой формации. III. Завершение стадии стабилизации, время накопления флишеидной терригенно-карбонатной формации. 1-7. Формации альб-позднемелового этапа. 1. Терригенно-карбонатная флишеидная формация. 2. Известковая формация. 3. Граувакковая формация. 4-6. Офиолитовая серия: 4. Вулканиты; 5. Силициты; 6. Гипербазиты и габброиды. 7. Известняково-терригенная формация. 8-10. Формации доальбского этапа. 8. Глинисто-терригенная формация поздней юры. 9. Карбонатные и карбокатно-терригенные формации среднего-верхнего палеозоя-триаса. 10. Древний метаморфический комплекс (кембрий (?)-докембрий).

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ  
КАРТА  
АРМЯНСКОЙ ССР

АЛЬБ

Составил САТИАН М.А.

ЕРЕВАН-1977



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

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

Рис. 30. 1. Суша. 2. Суша более достоверная. 3. Суша, сложенная вулканическими и вулканогенно-осадочными породами, реже гранитоидами. 4. Суша, сложенная известняками, участками терригенными отложениями. 5. Граница суши и моря. 6. Граница суши и моря менее достоверная. 7. Граница фациальных зон. 8. Изопахиты. Пунктиром – менее достоверные. 9. Пункты наблюдений и мощности отложений: а) по обнажению; б) по скважине. 10. Отложения альба отсутствуют при налегании молодых отложений на более древние. 11. Направление сноса.

Морские мелководные: 12. Туффиты алевро-пелитовые, реже псаммитовые (53%), алевролиты глауконитовые, реже песчаники, известняки тонкозернистые, изредка глины, с обильной ископаемой фауной пеллиципод, морских ежей. 13. Туффиты пелитовые и туфоизвестняки (75%), реже песчаники и алевролиты, известняки мелкозернистые и органогенно-детритовые. 14. Известняки (~40%), туфоизвестняки, туфопесчаники (40%), реже туфы, песчаники и алевролиты. 15. Лавы андезито-дацитов, туфы и туффиты. 16. Полимиктовые и известняковые гравелиты и конгломераты, органогенно-детритовые известняки, реже алевролиты, глины. 17. Туфопесчаники и туфоалевролиты (60%), реже тефроиды и туфы, а также вулкановидные конгломераты и песчаники; содержат остатки пеллиципод, морских ежей, отпечатки растений, включения копала. 18. Туфопесчаники (60%), реже туфы, известняки тонкозернистые, вулканомиктовые граувакки и алевролиты. 19. Вулканомиктовые граувакки, участками конгломераты и брекчии, реже пелитовые туффиты и мергели с редкими аммонитами. 20. Зоны предполагаемого накопления отложений.

Примечание. Данная и последующие карты составлены по литологическим материалам автора с привлечением данных по стратиграфии, тектоники и геофизики (В. П. Ренгартен, 1959; В. Л. Егоян, 1955; В. Т. Акопян, 1970; А. Т. Асланян, 1958, 1970, А. А. Габриелян, 1959; А. А. Габриелян и др., 1968 и других публикаций, ссылки на которые сделаны в текстовой части).

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ  
КАРТА  
АРМЯНСКОЙ ССР

СЕНОМАН

Составил САТИАН М.А.

ЕРЕВАН-1977

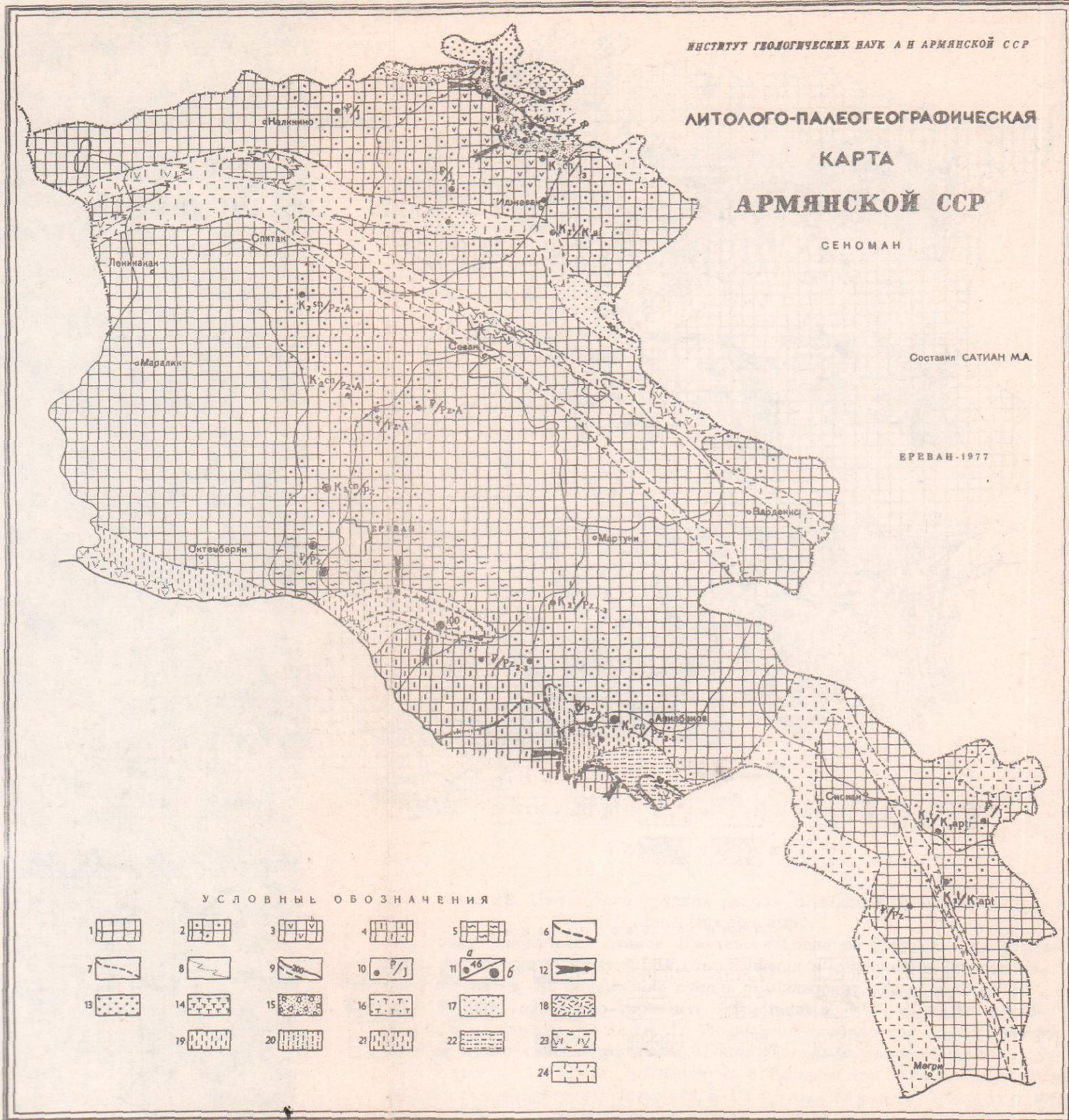


Рис. 31. 1. Суша. 2. Суша более достоверная. 3. Суша, сложенная вулканическими и вулканогенно-осадочными породами, реже гранитоидами. 4. Суша, сложенная известняками, участками терригенными отложениями. 5. Суша, сложенная преимущественно метаморфическими породами. 6. Граница суши и моря. 7. Граница суши и моря, менее достоверная. 8. Граница фациальных зон. 9. Изопахиты. Пунктиром - менее достоверные. 10. Отложения сеномана отсутствуют при налегании молодых отложений на более древние. 11. Пункты наблюдений и мощности отложений: а) по обнажению; б) по скважине. 12. Направление сноса.

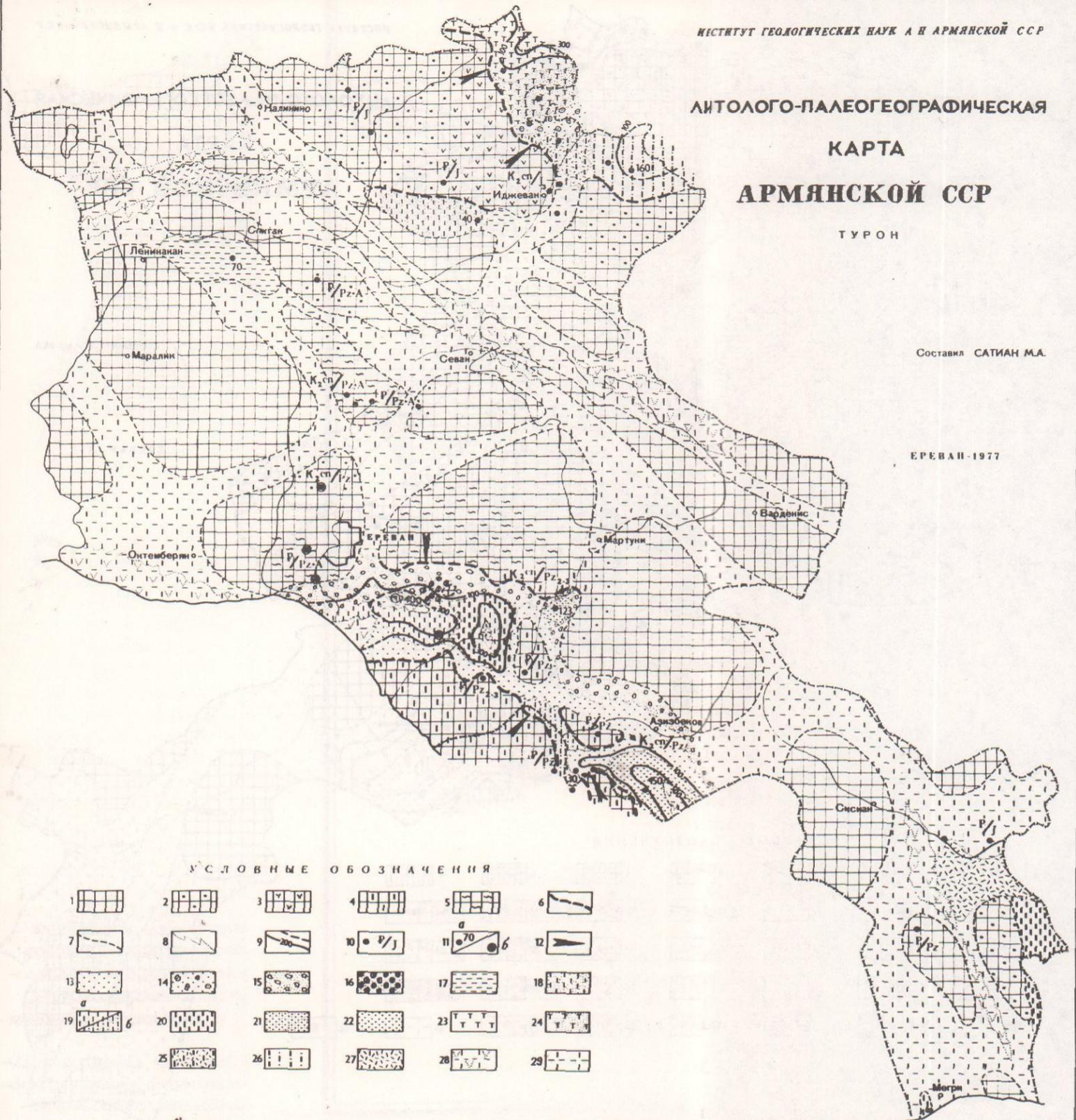
Морские мелководные. 13. Вулканомиктовые граувакки (80%), реже конгломераты, туфопесчаники и тейроиды, алевролиты с редкими остатками пелеципод и гастропод. 14. Туфопесчаники и псаммитовые тейроиды (65%), реже туфы андезитовые, вулканогенные песчаники и алевролиты, изредка конгломераты, с многочисленными остатками пелеципод и гастропод. 15. Полимиктовые конгломераты, песчаники, брекчии, валунные накопления. 16. Туфы и тейроиды псаммитовые (80%), реже вулканические брекчии, известковые туффиты с единичными экзогирами и аммонитами. 17. Вулканомиктовые граувакки. 18. Предполагаемая зона распространения известняков, алевролитов, туффитов. 19. Известняки органогенно-детритовые и реже микрозернистые, с линзами известняковых гравелитов и конгломератов. 20. Известняки (55%) алевролитистые фораминиферовые, микрозернистые и шламовые, реже алевролиты, глины; содержат остатки мезофильной ископаемой флоры. 21. Известняки органогенно-детритовые, алевролитистые, реже алевролитистые мергели. 22. Полимиктовые алевролиты и алевролитистые глины (65%), реже известняки органогенно-детритовые, изредка граувакки с гастроподами и пелециподами. 23. Зоны предполагаемого развития вулканических образований, 24. Площади предполагаемого развития отложений.

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ  
КАРТА  
АРМЯНСКОЙ ССР

ТУРОН

Составил САТИАН М.А.

ЕРЕВАН-1977



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- |    |    |    |    |    |    |
|----|----|----|----|----|----|
| 1  | 2  | 3  | 4  | 5  | 6  |
| 7  | 8  | 9  | 10 | 11 | 12 |
| 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
| 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 |
| 25 | 26 | 27 | 28 | 29 |    |

Рис. 32. 1. Суша. 2. Суша более достоверная. 3. Суша, сложенная вулканическими и вулканогенно-осадочными породами. 4. Суша, сложенная известняками, участками терригенными породами. 5. Суша, сложенная преимущественно метаморфическими породами. 6. Граница суши и моря. 7. Граница суши и моря достоверная. 8. Граница фациальных зон. 9. Изопахиты. Пунктиром - менее достоверные. 10. Отложения турона отсутствуют при налегании молодых отложений на более древние. 11. Пункты наблюдений и мощности отложений: а) по обнажению; б) по скважине. 12. Направление сноса. 13-22. Зона осадочного седиментогенеза. Морские мелководные: 13. Граувакки (кварцевые) и калькарениты, реже известняки органо-генно-детритовые и тонко-микрозернистые, изредка конгломераты. 14. Вулканомиктовые граувакки и конгломераты, реже туффиты и органо-генно-детритовые известняки. 15. Граувакки и конгломераты (80%), сланцевокластические, реже брекчии и органо-генно-детритовые известняки. 16. Известняковые, местами полимиктовые конгломераты и валунные накопления (80%), реже известняки органо-генно-детритовые с рудистами. 17. Глины (каолинит-гидрослюдистые) и алевролиты, реже граувакки, изредка известняки-ракушечники (пеллециподовые и гастролоподовые). 18. Граувакки (70%), реже известняки (рудистовые), органо-генно-детритовые и микро-тонкозернистые. 19. Известняки: а) шламовые и микрозернистые с редкими фораминиферами; б) микрозернистые и фораминиферовые, алевритистые. 20. Известняки органо-генно-детритовые (75%), реже микро- и мелкозернистые, биоморфные, гастролоподо-рудистовые, изредка кварц-полевошпатовые песчаники и гравелиты. 21. Граувакки (80%), реже известняки органо-генно-детритовые, конгломераты, с многочисленными остатками пеллеципод, гастролопод и устричных. 22. Кварцевые и кварцево-плагиоклазовые граувакки и алевролиты (60%), реже известняки органо-генно-детритовые, конгломераты полимиктовые, глины, мергели и микрозернистые известняки, с рудистами и гастролоподами. 23-28. Зона вулканогенно-осадочного седиментогенеза. 23. Туфы лапиллиевые, псаммитовые и алевритовые, андезито-дацитовые и дацитовые (53%), участками наземно-островные, спекшиеся; туффиты, алевритовые, алевро-пелитовые известковистые; известняки органо-генно-детритовые и микрозернистые. 24. Туфы псаммитовые и алевритовые, реже тефроиды, туффиты. 25. Известковистые туффиты, реже известняки органо-генно-детритовые и мелкозернистые. 26. Известняки (>50%) органо-генно-детритовые, микро-тонкозернистые, реже вулканоидные песчаники и туфопесчаники. 27. Известняки, туффиты и туфы, редко конгломераты. 28. Зоны предполагаемого развития вулканических образований. 29. Площади предполагаемого развития отложений.



ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ  
КАРТА  
АРМЯНСКОЙ ССР  
САТОН

Составил САТИАН М.А.

ЕРЕВАН - 1977

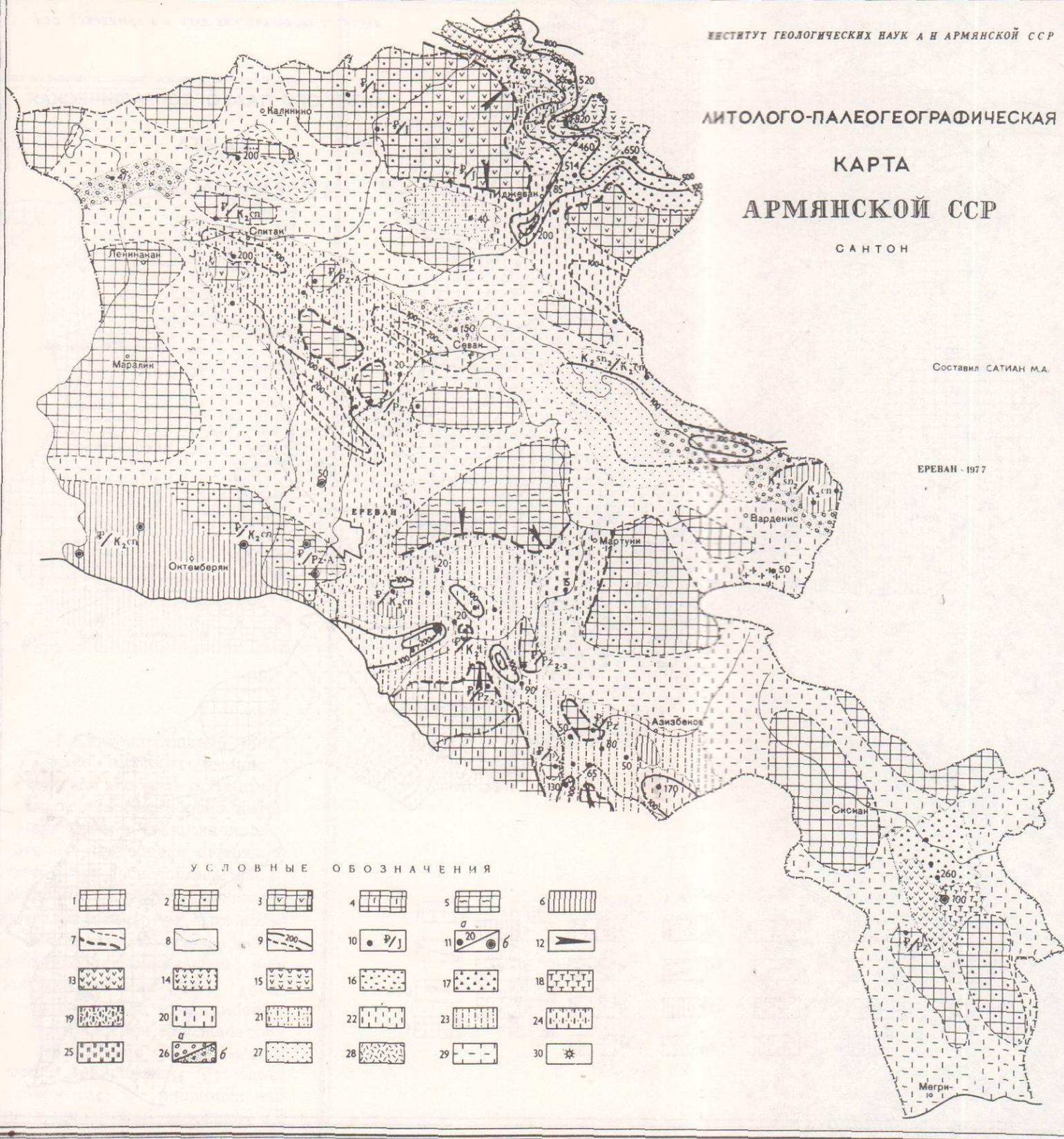


Рис. 34. 1. Суша. 2. Суша более достоверная. 3. Суша, сложенная вулканическими и вулканогенно-осадочными породами. 4. Суша, сложенная известняками, участками терригенными породами. 5. Суша, сложенная преимущественно метаморфическими породами. 6. Вулканические новообразованные поднятия офиолитовых поясов. 7. Граница суши и моря. Пунктиром - менее достоверная. 8. Граница фациальных зон. 9. Изопахиты. Пунктиром - менее достоверные. 10. Отложения сатона отсутствуют при налегании молодых отложений на более древние. 11. Пункты наблюдения и мощности отложений: а) по обнажению; б) по скважине. 12. Направление сноса. 13-20. Зона вулканогенно-осадочного седиментогенеза.

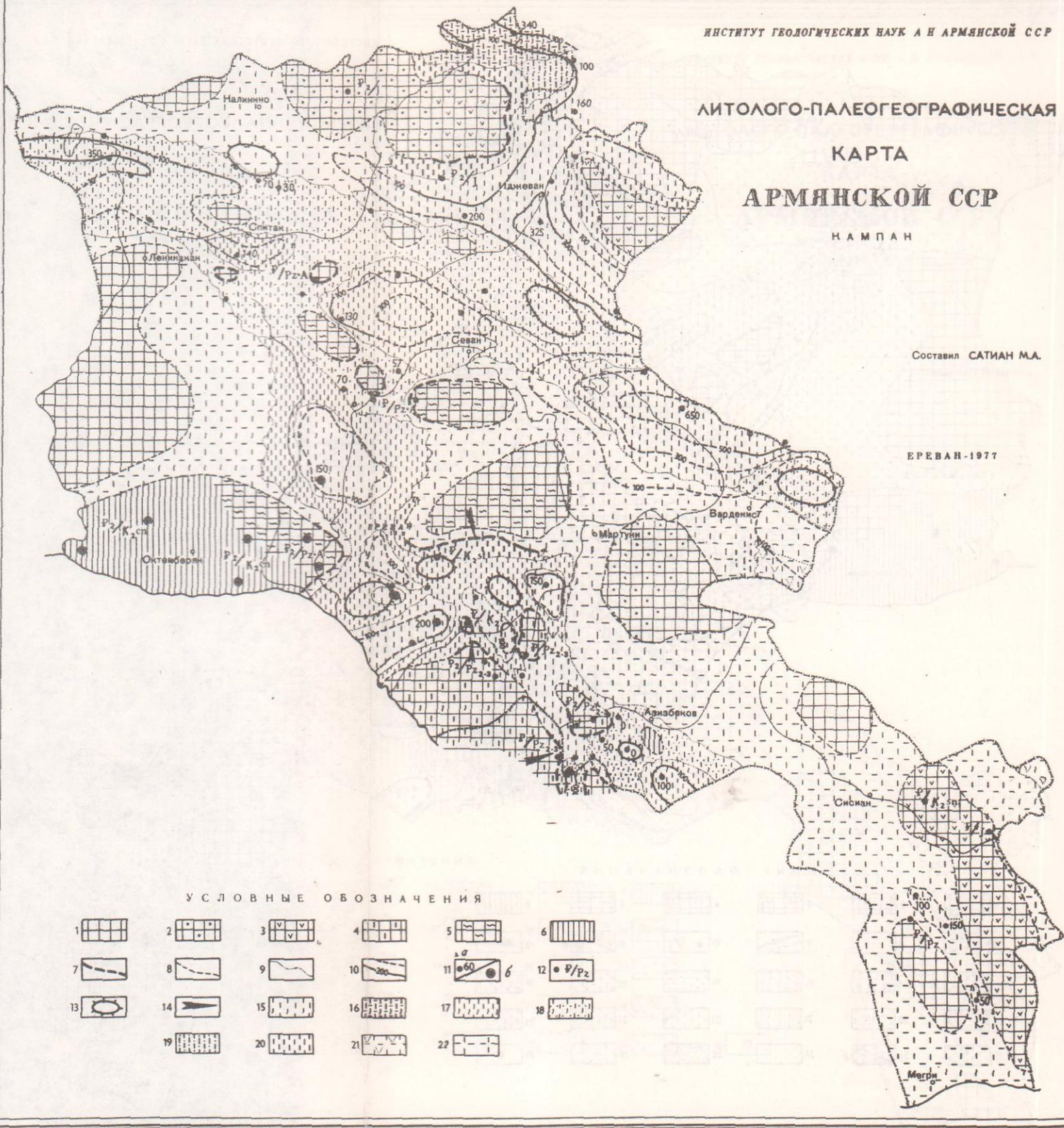
Морские мелководные: 13. Оливиновые базальты, андезиты, участками - дациты и липариты, в подчиненном количестве - вулканические брекчии, тефроиды, вулканогенные песчаники. 14. Вулканические брекчии и лавокласты, реже лавы базальтового, андезитового состава. Участками надводные купола липаритов. 15. Базальты, диабазы, андезиты, вулканические брекчии (70%), реже туфы андезитов и дацитов, туффиты и тефроиды, известняки микрозернистые и органогенно-детритовые, вулканогенные конгломераты и песчаники. 16. Вулканические брекчии (> 50%) андезитов и андезито-базальтов (участками наземно-островные), реже эпикластические брекчии-конгломераты, тефроиды, вулканогенные песчаники и конгломераты, с линзами рудистовых известняков. 17. Вулканические брекчии (участками наземно-островные), реже лавы, вулканогенные конгломерато-брекчии и песчаники, тефроиды и туффиты. 18. Туфы, а также известковые туффиты, изредка известняки, маломощные потоки андезито-базальтов. 19. Известняки органогенно-детритовые и биоморфные (рудистовые), реже туфоконгломераты, тефроиды и вулканогенные песчаники. 20. Известняки органогенно-детритовые и рудистовые (> 50%), реже вулканогенные песчаники, конгломераты, вулканические брекчии, очень редко лавы основные-средние и туфопесчаники.

21-27. Зона осадочного седиментогенеза. Морские мелководные: 21. Известняки тонко- и микрозернистые (60%), с фораминиферами, реже органогенно-детритовые, а также полимиктовые алевролиты, песчаники, с многочисленными остатками иноцерам, морских ежей. 22. Морские сравнительно глубоководные известняки микрозернистые, мелкофораминиферовые, реже шламовые, с прослоями глинистых известняков. Морские мелководные: 23. Известняки (80-90%) алевролитистые микро- и мелкозернистые, с примесью фораминифер, реже шламовые, органогенно-среднедетритовые. 24. Известняки органогенно-детритовые, алевро-песчаные, участками косослоистые, с псевдобрекчиевой текстурой, реже известняки мелко- и микрозернистые и алевролиты. 25. Известняки органогенно-детритовые и фораминиферовые, алевролитистые. 26. а) Полимиктовые конгломераты, брекчии, с прослоями мелко-микрозернистых известняков и мергелей; б) известняково-офиолитокластические брекчии-конгломераты, гравилиты, граувакки и алевролиты, с линзами известняков, содержащих рудисты, кораллы, гастроподы (разнообломочный флиш). 27. Граувакки, алевролиты и глины, реже конгломераты полимиктовые и изредка известняковые (песчаный флиш). 28. Зона вероятного развития морских мелководных известняков, туффитов, туфов. 29. Площадь вероятного распространения отложений. 30. Вулканические центры.

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ  
КАРТА  
АРМЯНСКОЙ ССР  
КАМПАНА

Составил САТИАН М.А.

ЕРЕВАН-1977



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

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

Рис. 35. 1. Суша, 2. Суша более достоверная. 3. Суша, сложенная вулканическими и вулканогенно-осадочными породами. 4. Суша, сложенная известняками, участками терригенными породами. 5. Суша, сложенная преимущественно метаморфическими породами. 6. Вулканические новообразованные поднятия офиолитовых поясов. 7. Граница суши и моря. 8. Граница суши и моря менее достоверная. 9. Граница фациальных зон. 10. Изопахиты. Пунктиром - менее достоверные. 11. Пункты наблюдения и мощность отложений: а) по обнажению; б) по скважине. Пунктиром под или над цифрой обозначена мощность неполная. 12. Отложения кампана отсутствуют при налегании молодых отложений на более древние. 13. Подводные поднятия, отмели. 14. Направление сноса.

Морские сравнительно глубоководные (отчасти мелководные): 15. Известняки микрозернистые и фораминиферовые, с пропластками известковых монтмориллонитовых глин, с остатками иноцерам, морских ежей. 16. Известняки (>60%), микрозернисто-фораминиферовые, чередующиеся с пачками туффитов и туффов, монтмориллонитизированных и цеолитизированных.

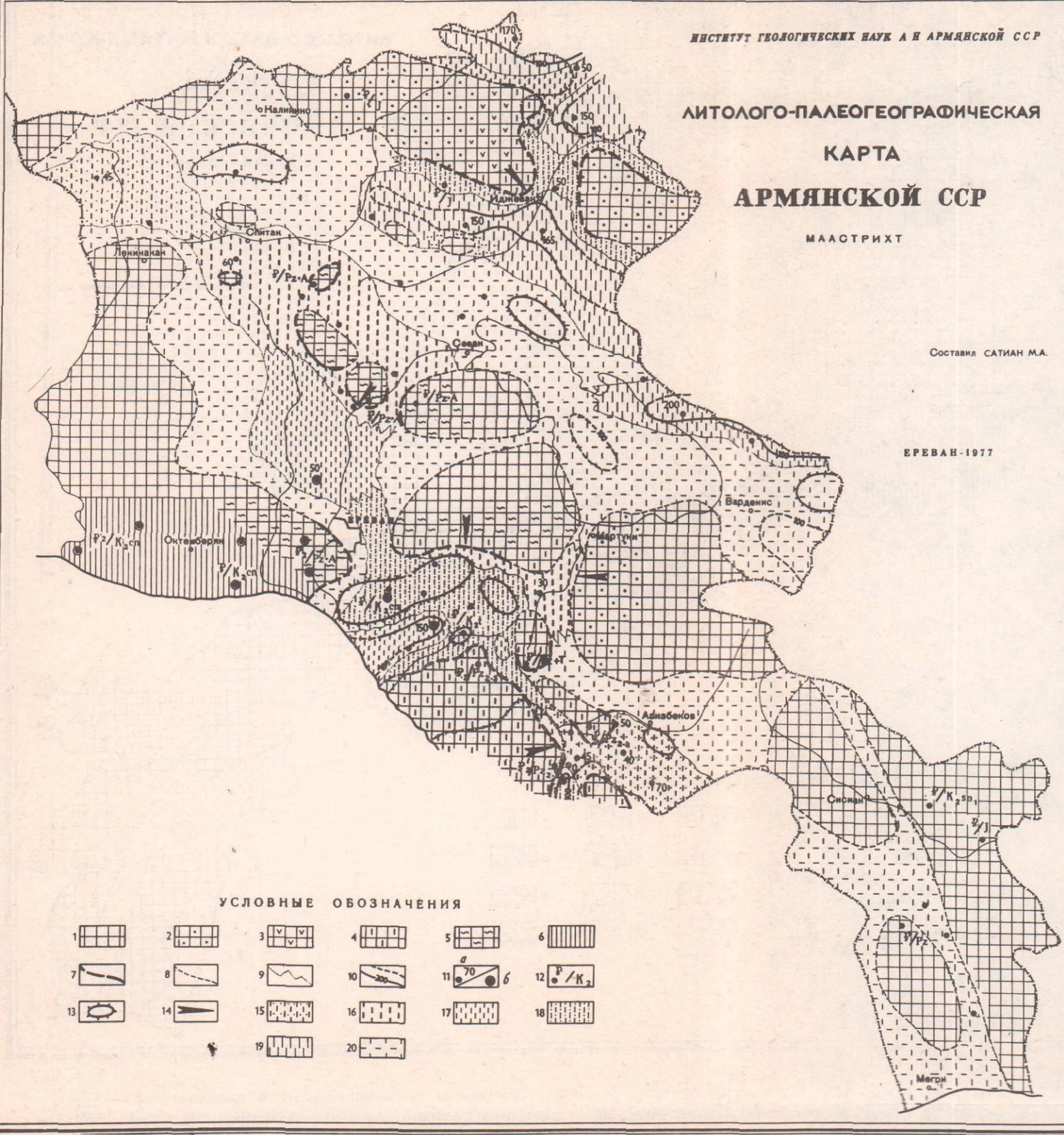
Морские мелководные: 17. Известняки фораминиферовые и микрозернистые, с прослоями шламовых и органогенно-среднетерритовых известняков. 18. Известняки микрозернистые алевритисто-песчанистые, с прослоями шламовых известняков. 19. То же, что 17 и 18, но с большим количеством органогенно-детритовых песчанистых разностей, с литотамниями, мшанками, иглокожими; участками горизонты известняковой брекчии. 20. Органогенно-детритовые и биоморфные известняки. 21. Площадь предполагаемого накопления отложений.

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ  
КАРТА  
АРМЯНСКОЙ ССР

МАСШТАБ

Составил САТИАН М.А.

ЕРЕВАН-1977



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

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

Рис. 36. 1. Суша. 2. Суша более достоверная. 3. Суша, сложенная вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. 4. Суша, сложенная известняками, участками песчаниками, алевролитами. 5. Суша, сложенная преимущественно метаморфическими породами. 6. Вулканические новообразованные поднятия офиолитовых поясов. 7. Граница суши и моря. 8. Граница суши и моря менее достоверная. 9. Граница фациальных зон. 10. Изопахиты (пунктиром - менее достоверные). 11. Пункты наблюдения и мощность отложений: а) по обнажению; б) по скважине. Пунктиром под или над цифрой обозначена мощность неполная. 12. Отложения маастрихта отсутствуют при налегании молодых отложений на более древние. 13. Подводные поднятия, отмели. 14. Направление сноса.

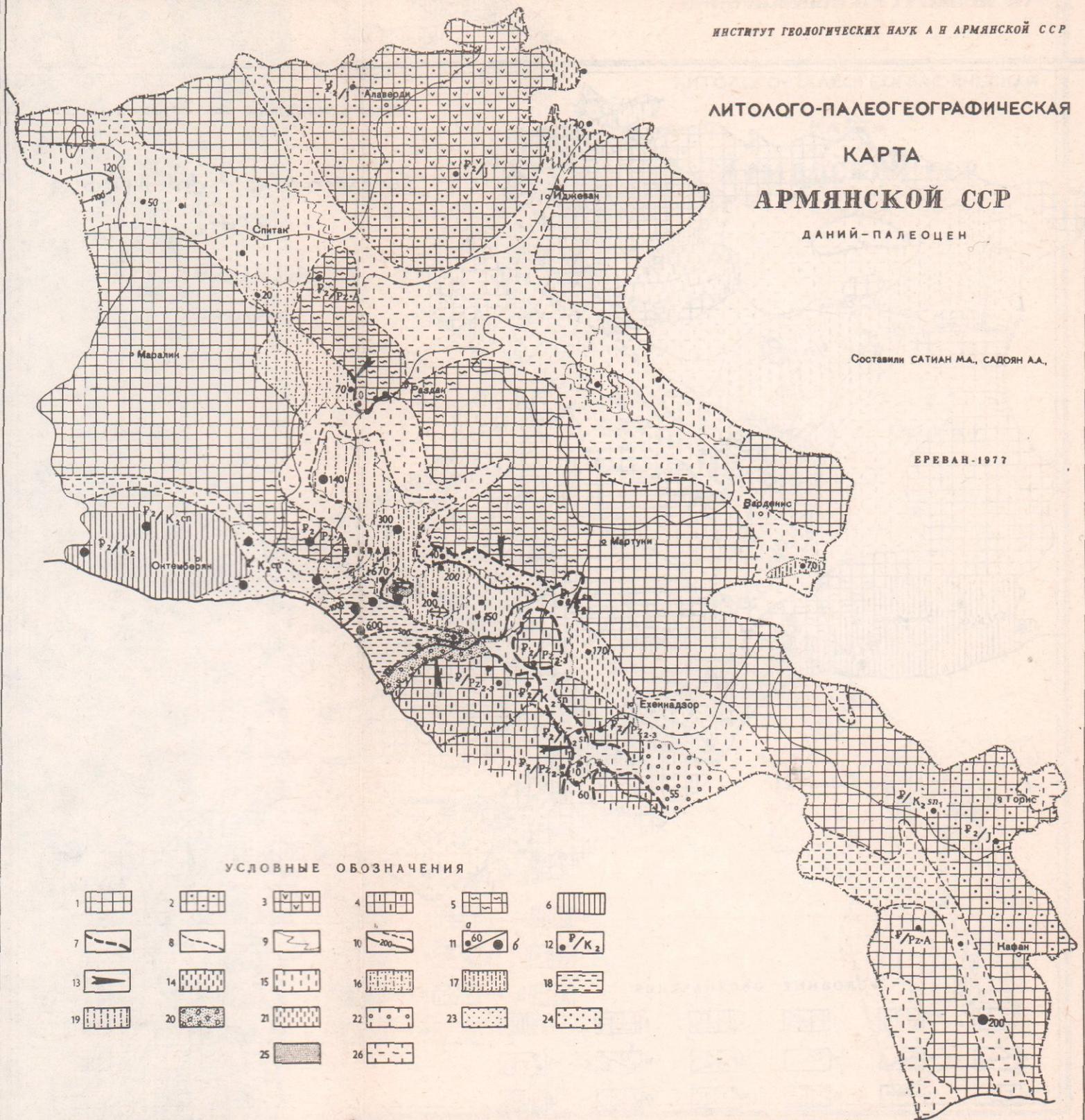
Морские мелководные: 15. Известняки органогенно-детритовые, биоморфные и обломочные (конгломераты и брекчи), участками со значительным количеством микрозернистых известняков, с остатками кораллов, мшанок, устричных. 16. Известняки биоморфные (мшанко-водорослевые) и органогенно-детритовые. 17. Известняки микрозернистые, реже шламовые. 18. Известняки алевролитистые, шламовые и микрозернистые, реже органогенно-среднетритовые. 19. Известняки микрозернистые, микрозернисто-фораминиферовые и "сферовые", реже глинистые. 20. Площадь предполагаемого накопления отложений.

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ  
КАРТА  
АРМЯНСКОЙ ССР

ДАНИЙ-ПАЛЕОЦЕН

Составили САТИАН МА., САДЖАН АА.

ЕРЕВАН-1977



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- |    |    |    |    |    |    |
|----|----|----|----|----|----|
| 1  | 2  | 3  | 4  | 5  | 6  |
| 7  | 8  | 9  | 10 | 11 | 12 |
| 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
| 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 |
|    | 25 | 26 |    |    |    |

Рис. 37. 1. Суша. 2. Суша более достоверная. 3. Суша, сложенная вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. 4. Суша, сложенная известняками, участками песчаниками, алевролитами. 5. Суша, сложенная преимущественно метаморфическими породами. 6. Вулканические новообразованные поднятия офиолитовых поясов. 7. Граница суши и моря. 8. Граница суши и моря менее достоверная. 9. Границы фациальных зон. 10. Изопахиты (пунктиром - менее достоверные). 11. Пункты наблюдения и мощность отложений: а) по обнажению; б) по скважине. Пунктиром под или над цифрой обозначена мощность неполная. 12. Отложения дания-палеоцена отсутствуют при налегании молодых отложений на более древние. 13. Направление сноса.

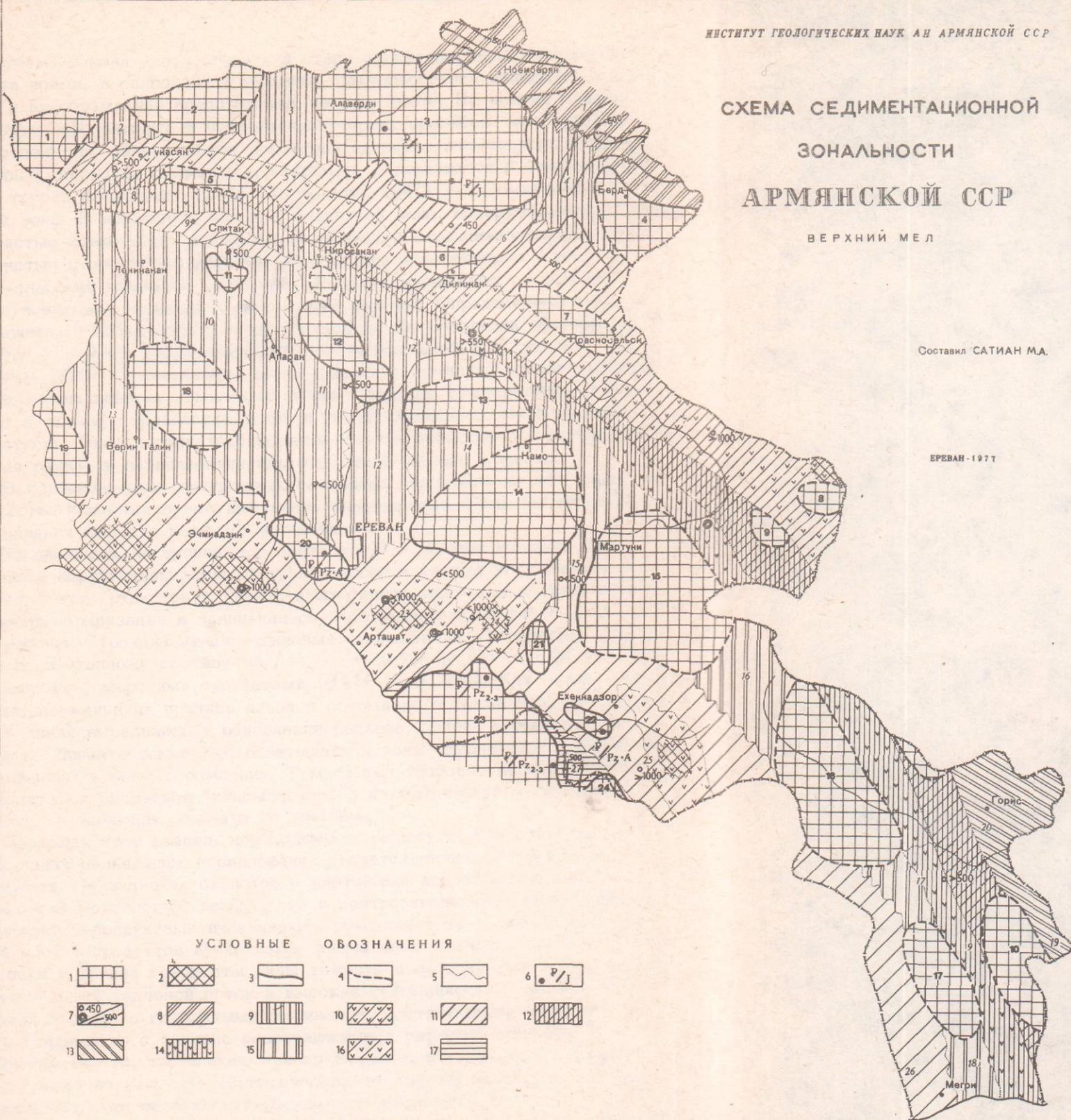
Морские мелководные и прибрежные: 14. Известняки органогенно-детритовые и биоморфные (мшанково-литотамниевые), с прослоями микрозернистых известняков. 15. Микрозернистые известняки с прослоями органогенно-детритовых известняков. 16. Алевролиты, песчаники и алевролитистые шламовые известняки, местами с пропластками туффитов (карбонатно-терригенный флиш). 17. Песчаники, алевролиты, мергели, микрозернистые известняки, реже гравелиты, очень редко конгломераты (терригенно-известняковый флиш). 18. Чередующиеся известковистые и глинистые алевролиты реже микрозернистые известняки и глины, изредка пропластки гравелитов и песчаников (тонкопесчано-глинистый флиш). 19. Известняки микрозернисто-фораминиферовые, с прослоями шламовых и органогенно-детритовых известняков, реже мергелей. 20. Песчаники, гравелиты, конгломераты, органогенно-детритовые известняки (грубый флиш). 21. Известняки шламовые, органогенно-среднетритовые и микрозернистые, а также известковые алевролиты (известняковый флиш). 22. Известняки органогенно-детритовые, чередующиеся с известковистыми алевролитами и редкими пачками конгломератов. 23. Алевролиты, чередующиеся с полимиктовыми, слабо известковистыми песчаниками. 24. Песчаники, чередующиеся с гравелитами. 25. Песчаники, алевролиты, с пачками органогенно-детритовых и рифовых известняков, известняковых конгломератов, брекчий. Содержат морские ежи, брахиоподы, одиночные кораллы, пластинчатожаберные (песчаный флиш). 26. Площадь предполагаемого развития отложений.

СХЕМА СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ  
ЗОНАЛЬНОСТИ  
АРМЯНСКОЙ ССР

ВЕРХНИЙ МЕЛ

Составил САТИАН МА.

ЕРЕВАН - 1977



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

1	2	3	4	5	6
7	8	9	10	11	12
13	14	15	16	17	

Рис. 38. Поднятия, 2. Новообразованные поднятия офиолитовых поясов, 3. Граница поднятий, 4. Граница поднятий менее достоверная, 5. Границы литологических ассоциаций, 6. Отложения верхнего мела отсутствуют при налегании на древних более молодых отложений, 7. Изопахиты: а) по данным бурения; б) по обнажениям.

Главные прогибы и поднятия, 8. Юго-западный борт Предмалокавказского прогиба, 9. Поперечные прогибы Сомхето-Карабахской зоны поднятий, 10. Севанский офиолитовый прогиб, 11. Шельф Севанского офиолитового трога, 12. Базумо-Кафанская зона поднятий, 13. Гочас-Горисский прогиб, 14. Зангезурский офиолитовый прогиб, 15. Анкаван-Мегринская зона поднятий, 16. Вединский офиолитовый прогиб, 17. Урц-Джюльфинская зона поднятий.

Частные прогибы и поднятия. Предмалокавказская зона.

Прогибы: 1. Ноемберян-Товузский, Сомхето-Карабахская зона поднятий, Прогибы поперечные: 2. Ахурян-Богдановский, 3. Лорийский, 4. Агстевский, Поднятия: 1. Верхнеахурянское, 2. Джавахетское, 3. Алавердское, 4. Бердское (Мургузское), Севанский офиолитовый прогиб, Подзоны офиолитового трога, 5. Дзорагетская, 7. Севанская, Подзона шельфа, 6. Иджеванская, Внутренние поднятия: 6. Агарцинское, 7. Арегунийское, Базумо-Кафанская зона, Поднятия: 5. Базумское, 9. Масрикское, 10. Кафанское, Гочас-Горисский прогиб, Подзоны: 19. Восточно-Кафанская, 20. Горисская, Зангезурский офиолитовый прогиб, Подзоны: 8. Ширакская, 8а. Спитакская, 9. Сваранц-Шишкертская, Анкаван-Мегринская зона поднятий, Поднятия: 11. Памбское, 12. Цахуняцкое, 13. Северо-Гегамское, 14. Южно-Гегамское, 15. Вардениское, 16. Сисианское, 17. Каджаранское, 18. Мараликское, 19. Ахурянское, 20. Айттапское, Поперечные прогибы: 10. Манташский, 11. Казахский, 12. Разданский, 13. Сабунчинский, 14. Баязетский, 15. Аргичинский, 16. Джермуковский, 17. Воротанский, 18. Мегринский, Вединский офиолитовый прогиб, Подзоны офиолитового трога 21-22 - Нижнеахурянская и Маркаринская, 23. Двинская, 24. Хосрово-Кюсузская (Вединская), 25. Мартирос-Заритапская (Аршинская), 26. Восточно-Ордубадская, Внутренние поднятия: 21. Джерманисское, 22. Эртичское, Урц-Джюльфинская зона поднятий, Поднятия: 23. Урц-Айюцзорское, 24. Хндзюртское.

на рубеже сенона и палеогена и в этапе орогенеза, в постсреднеэоценовое время, в олигоцене и миоцене. Палеогеография офиолитовых трогов и их обрамления представлена на рис. 30-39. На ранних стадиях развития офиолитовых и вулканокластических прогибов выполнившие их отложения обнаруживают некоторое единство климатической обстановки. Субаридная обстановка, например, определяется в сеномане-раннем туроне Вединского пояса (Тахтаджян, 1947) и в Сомхето-Карабахской зоне. В последней, как и в Вединской зоне, обнаруживаются доломитистые известняки, местами с повышенной стронциеносностью. Доломитистые и оолитовые известняки известны и в сеномане Анатолии. Алт-альбский комплекс, напротив, обладает признаками гумидности (глауконитовые отложения, проявления копала). Определенный сдвиг к увлажнению отмечается с позднего турона. По периферии офиолитовых трогов и в зонах обрамления появляются теплолюбивые рудисты (Ренгартен, 1959). В коньякское время умеренно гумидный климат сохраняется, о чем говорят комплексы споры и пыльцы (папоротник, гинго, кедр и сосна), пропластки углей и углефицированных растительных остатков. Такая картина наблюдается для большинства зон распространения ранне- и позднеконьякских отложений Малого Кавказа.

В глубоководных офиолитовых бассейнах отложения по источнику вещества являются преимущественно эндогенными и как бы отделены от влияния климата водными массами.

Похолодание, наступившее с сантона (?) - позднего сенона было вызвано нарастанием морской трансгрессии и резким углублением бассейна. Место рудистов в мелководных фациях занимают мшанки и водоросли. Аридизация в дании-палеоцене отражает сокращение моря, его регрессию. Стронцианит-целестиновые отложения во флишoidных осадках по изотопному составу  $^{32}\text{S} / ^{34}\text{S} = 22,73$ ;  $\delta^{34}\text{S} = + 21,3\%$  сопоставимы с морскими сульфатами ( $\delta^{34}\text{S} = + 20\%$ ). Как видно, складчатые движения на границе альба и сеномана, а также позднего сенона и дания выразились в обновлении рельефа. Более вероятно, что ареалы климатических зон, охватывали и зоны офиолитовых трогов (их периферию) и зоны обрамления. Тем самым троговая палеогеография офиолитовых бассейнов "вписывается" в климатическую зональность региона и эволюцию климата во времени.

Завершая этот раздел, необходимо подчеркнуть, что одной из важных задач дальнейших исследований является типизация офиолитовых прогибов. Очевидно их сходство с рифтовыми депрессиями: линейно-вытянутая морфология, размещение в центре котловины осевой впадины, насыщенной продуктами вулканизма; объединяет их также базальтоидный состав продуктов вулканизма, аномальные значения гравитационного поля и резкие градиенты силы тяжести в латеральных направлениях, значительный тепловой поток и высокая сейсмичность, наконец, генетическая связь с глубинными разломами, достигающими верхней мантии. Корреляция с активно развивающимися рифтами, конечно, имеет свои условности, кроме того при сравнении с ископаемыми рифтами задача также не решается однозначно из-за конвергенции ряда признаков. Отличительными особенностями развития и состава офиолитовых зон являются: накопление мощной кремнисто-вулканогенной толщи, с подчиненным развитием секущих базитов, которые могут быть уподоблены "рою даек"; прогрессивное расширение ареала вулканизма от осевого

трога к периферии; линейное размещение крупных массивов ультрабазитов параллельно простирацию палеопрогиба, отсутствие явной корреляции с поперечными разломами.

Вместе с тем и в ряде прогибов, относимых к офиолитовым, также нет единообразия в эволюционном плане, о чем говорилось ранее. Щелочная тенденция вулканизма вединских офиолитов, например, сближает его с вулканизмом рифтов континентального типа.

Деструкции континентальной коры и формирование коры океанической отличают рифтогенез от геосинклинального процесса, создающего континентальную кору (Милановский, 1972; Боголепов, 1977). Каково в этом ряду положение офиолитовых геосинклиналей? Основной вопрос заключается в автономном развитии осевого палеотрога, где кремнисто-вулканогенная формация имеет максимальные мощности, а формирующийся надофиолитовый "чехол" — минимальные; эти фрагменты офиолитового палеотрога лишены сколько-нибудь заметных проявлений гранитоидного магматизма флишевой и орогенной стадий. Такая узкая и прерывистая полоса мощных офиолитов достаточно четко отбивается сейсмическим профилированием и, вероятно, может быть представлена как вертикальная пластина в строении современной коры. Роль ее в качестве экрана относительно перемещения внутрикоровых магм орогенного этапа (включая поздний палеоген), надо думать, была не второстепенной, и этим может быть объяснено асимметричное относительно оси офиолитового пояса размещение формаций палеогена—миоцена.

На главном этапе развития офиолитовых прогибов в пределах осевого трога происходила генерация коры океанического типа. Тектонотипом может служить процесс формирования океанической коры в Красном море. Дальнейшая эволюция прогиба офиолитового типа выражена в наращивании мощного осадочного и вулканогенно-осадочного комплексов по его периферии и, отчасти, в новообразованных прогибах осевой зоны. С этими структурами связано проявление кислого экструзивного и интрузивного магматизма на более позднем — орогенном этапе развития. Очевидно, с известной долей условности предшествующая фаза развития может быть сопоставлена с прерванным рифтогенезом.

В палеогеографическом плане офиолитовые прогибы разобщали кору континентального типа. Вероятно, малокавказские депрессии составляли периферию Палеотетиса, однако в этом случае реконструкция осевой, центральной части бассейна представляет гораздо более трудно разрешимую проблему.

## Глава У

### О МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

Исследование офиолитовых зон Анатолии показало, что могут быть выделены два типа офиолитов. В первом офиолитовые массы состоят преимущественно из серпентинитов, диабазов и базальтов, ассоциирующихся с радиоларитами, известняками, пакетами флиша, линзами мергелей, глин и полимиктовых брекчий. Весь этот комплекс, развитый в Северо-Анатолийской зоне, в разной мере тектонизирован.

Как отмечает Дж. Сестини (Sestini, 1971), в составе этого комплекса имеются осадочные компоненты, слабо деформированные и сохранившие стратификацию, прослеживаемые на несколько сот метров и даже несколько километров. Судя по геологической карте этого региона, можно полагать, что по простиранию офиолитовой зоны соотношение между кремнистыми, вулканогенными компонентами и серпентинизированными ультрабазитами варьирует в значительных пределах.

Во втором типе офиолитов преобладают крупные массивы серпентинитов, серпентинизированных перидотитов, дунитов с весьма малым количеством габбро. Эти массивы близвертикальными разломами отделены от вмещающих толщ и, вероятно, являются автохтонными. Местами они содержат в кровле основные лавы, туфы, с радиоларитами и кремнистыми тонкослоистыми известняками. Эта разновидность офиолитов распространена на юго-востоке, в полосе от района Эрзерума до Адана. Можно полагать, что малокавказские офиолитовые серии могут быть по компонентному составу сопоставлены с первым типом офиолитов Анатолии, причем наибольшее сходство выявляется с офиолитовой ассоциацией Севанской зоны. Важно то обстоятельство, что каждый из офиолитовых поясов характеризуется специфическим составом пород и, кроме того, по простиранию поясов картируются значительные вариации состава офиолитовой ассоциации. В Анатолии известны и латеральные переходы офиолитовой ассоциации в мелководные отложения периферии офиолитовых зон (Jhan, 1964, Brinkmann, 1976). Региональным геологическим данным наиболее соответствуют представления о палеогеографии офиолитовых зон, как сравнительно глубоководных и узких (первые десятки до ста км в ширину) котловинных бассейнов, окруженных зонами мелководной седиментации.

Наличие двух вулканогенных толщ в разрезе офиолитовой серии: ниж-

ней-зеленокаменной, офиолитовой, и верхней, образовавшейся при "нормальном" вулканизме, характерно и для анатолийских офиолитов (Jian, 1964). Обнаружение в разрезе не только спилитов, базальтоидов толеитового и щелочного ряда, но и андезитов, и изредка кератофиров (Brinkmann, 1976) сближает анатолийские кремнисто-вулканогенные толщи с малокавказскими. И в этом же плане дискуссионными являются место кератофиров и андезитов в этих разрезах и палеотектонические условия компенсации офиолитовых депрессий глубоководными, а к концу офиолитовой стадии — мелководными вулканитами и осадочными образованиями.

За последние годы было выяснено, что характерным компонентом кремнисто-вулканогенных толщ офиолитовых зон являются олистолиты, олистостромы, прерывисто размещенные по простиранию офиолитовых зон северной и центральной Анатолии, на юго-востоке Севанской зоны Малого Кавказа, в центральном Иране. Эти образования ассоциируют со сравнительно менее глубоководными отложениями офиолитовой серии, включающими микритовые известняки и горизонты флишевых осадков. Картирование на Малом Кавказе показало, что олистолитовые и олистостромовые горизонты минуют поля развития мощных глубоководных силицитов и спилитов (саринарская "фация"). Все это указывает на особую палеогеографию бассейнов, в пределах которых олистолитово-олистостромовые комплексы получили развитие. Вероятнее всего это были все же сравнительно неглубокие островного типа бассейны. В глубоководных трогах олистолито-олистостромовые образования распространялись лишь на краевые и сравнительно менее глубоководные зоны этих бассейнов.

Имеющиеся данные по компонентному составу пород офиолитовой ассоциации позволяют предположить, что в наиболее глубоководных частях офиолитовых трогов имело место формирование коры океанического типа вследствие растяжения континентальной коры и мантийного диапиризма. Между тем заложение офиолитовых прогибов происходило в области материковой коры, формирование которой завершилось к концу байкальского этапа. Выясняется, что офиолитовые прогибы на севере Анатолии наследуют глубоководные карбонатные депрессии титона-неокома, либо размещены косо по отношению к их простиранию. Структурное положение средне-позднемеловых прогибов по отношению к титон-неокомским оказывается достаточно смещенным в областях интенсивного проявления новокиммерийской складчатости, и в этих зонах в средне-позднемеловой этап седиментации вовлекаются продукты размыва пород титон-неокомского, а местами и позднеюрского (офиолитового в ряде мест северной Анатолии) комплекса. Между тем, на юге, в Тавре офиолиты окружены полями развития мелководных карбонатных отложений поздней юры- раннего мела. Существенно отличается в этом смысле Вединская офиолитовая зона, сформировавшаяся в пределах устойчивого геоантиклинального поднятия палеозой-юрского времени.

Особенно спорна палеогеография тех регионов, в пределах которых офиолитовые пояса резко сближаются, образуя зоны синтаксиса. На Малом Кавказе такая ситуация выявлена к северо-западу от оз. Севан и далее на запад к г. Эрзинджан в Анатолии. Нахождение в этой полосе узких и вытянутых блоков пород неокома-ранней юры, тектонически и со-

относящихся с офиолитовой серией, позволяет полагать, что офиолитовый бассейн на значительном протяжении был разделен внутренними поднятиями и, по существу, представлял две впадины, глубина которых была резко изменчивой по их протяженности.

Пространственное соотношение офиолитовых зон Передней Азии остается недостаточно ясным. Наиболее очевидно сочленение Северо-Анатолийского пояса с Севанским. Вединский пояс продолжается к Эрзинджау и, вероятно, далее сворачивает на юго-запад вдоль южной границы Киршехирского массива. Офиолиты Курдистанского хребта, вероятно, находятся в торцовом сочленении с офиолитами Вединской зоны. В свою очередь, Вединская зона трассируется на юго-восток и, вероятно, южнее долины Аракса она смыкается с Зангезурской зоной, а еще южнее — с Бафт-Наинским глубинным разломом, где закартированы несколько выходов офиолитов (Davoudradeh, 1972).

Севернее Северо-Анатолийского и Севанского офиолитовых глубоких трогов размещались островные поднятия, разделенные карбонатно-терригенными и вулканическими мелководными прогибами (рис. 39). Эта полоса, отвечающая Понту и Сомхето-Карабахской зоне, может быть по рядам формаций и особенностям вулканизма сопоставлена с островодужными зонами в актуалистической модели: край континента — океан, если, конечно, исключить из обсуждения такие факты, как наличие перед фронтом мезозойской "островодужной" зоны данного региона нескольких эшелонов офиолитовых трогов, разделенных поднятиями домезозойского основания. Достоверное определение продуктов герцинского, киммерийского и позднеальпийского гранитоидного магматизма в зонах, промежуточных между офиолитовыми поясами /зоны срединных массивов/, противоречат океанической модели, также как предположениям об аллохтонности массивов древнего субстрата в структуре региона.

Другой особенностью офиолитовых поясов Анатолии и Ирана является широкое развитие в их внутренней структуре тектонического меланжа. Однако, находки в меланже олистостром и турбидитов (Norman, 1975, Förster 1968, Davoudradeh 1972) выдвигают задачу выяснения места и роли деструкций седиментационного происхождения. При этом важно отметить, что время формирования тектонического меланжа большинством исследователей связывается с ларамийской фазой складчатости и позднеальпийским орогенезом.

Не менее проблематичный вопрос — в какой мере растяжение земной коры при формировании офиолитовых трогов компенсировалось сжатием их обрамления. В Понте и на северо-востоке Малого Кавказа отмечаются несогласия между отложениями сеномана и турона (австрийская фаза); вдоль южной полосы Сомхето-Карабахской зоны туронские отложения почти повсеместно отсутствуют, тогда как коньякские отложения несогласно залегают на альб-сеноманских и более древних. Весьма вероятно, с этим рубежом связана главная фаза раскрытия Севанского офиолитового трога.

В Вединской зоне картируются асимметричные поднятия по ее бортам, заложенные к концу туронского века. Можно допустить, что главная фаза растяжения была синхронна времени формирования этих поднятий, а сами поднятия были следствием раздвига.

Обширная морская трансгрессия баррем-альбского бассейна, фикси-

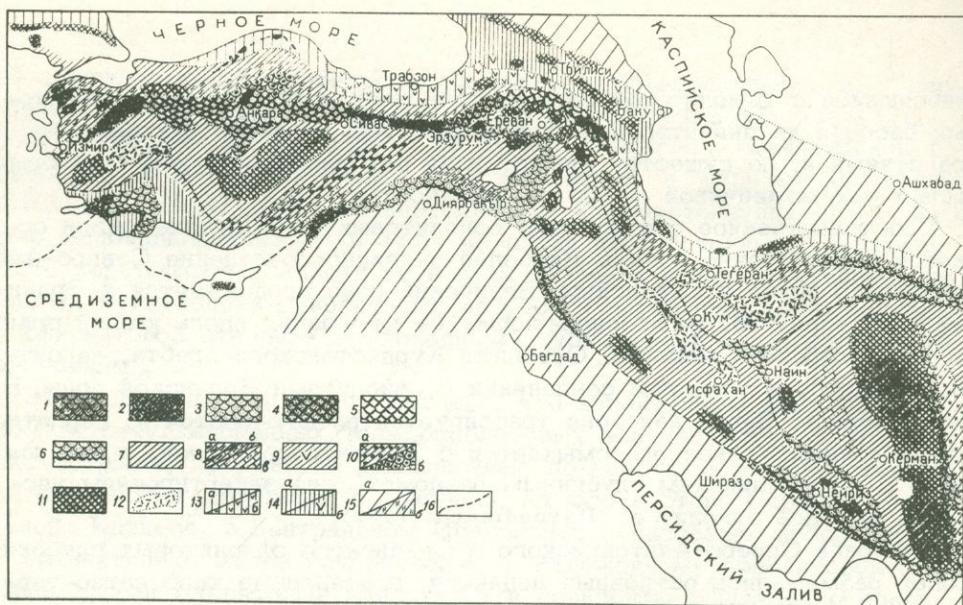


Рис. 39. Схема седиментационно-тектонической зональности

Передней Азии в средне-поздне меловое время.

- 1-5. Офиолитовые прогибы. 1. Крупные массивы ультрабазитов Тавр-Загросской зоны. 2. То же в Северо-Анатолийской зоне. 3. Сравнительно глубоководные и мелководные кремнистые, известняковые и вулканогенные накопления, с олистостромами, олистолитами и турбидитами. 4. Сравнительно глубоководные и глубоководные кремнистые, вулканогенные и известняковые накопления с олистостромами, олистолитами и турбидитами. 5. Глубоководные кремнистые и вулканогенные накопления, изредка содержащие горизонты известняков, очень редко - олистостром и олистолитов. 6. Офиолиты в составе покровов - корневые зоны предполагаются севернее и северо-восточнее. 7. Внутренняя зона поднятий, включающая мелководные терригенно-карбонатные и карбонатные прогибы. 8. Карбонатные породы поздней юры - неокома в строении досредне-мелового основания: а) сравнительно глубоководные; б) мелководные; в) мелководные со значительной долей терригенных отложений. 9. Участки проявления вулканизма во внутренней зоне. 10. Офиолитовая ассоциация в строении основания: а) позднеюрская-неокомская, возможно включающая и средний мел; б) позднеюрская-неокомская. 11. Поднятия древнего метаморфического комплекса. 12. Предполагаемые поднятия досредне-мелового основания, включающие метаморфиты мезозоя. 13. Понт-Сомхето-Эльбурсская зона поднятий, включающая мелководные вулканические прогибы. 14. Рионо-Куринская зона: а) терригенно-карбонатные отложения; б) участки проявления вулканизма. 15. а) карбонатные и терригенно-карбонатные платформенные отложения; б) то же с оползневыми блоками карбонатных и радиоляритовых пород. 16. Зоны глубинных разломов, сочленяющих поля выходов офиолитов.

Примечание: составлена с использованием геологических карт Турции (1:500000) и Ирана (1:2500000), а также опубликованных работ: Alavi e.a.(1969, 1975), Altinly (1963), Brinkmann (1976), Davoudradeh (1972), Förster (1968), Jhan (1964), Kamen-Kaye (1971), Kashfi (1976), Sestini (1971), Taraz (1974) Штеклин (1966); по территории Кавказа - Адамия и др. (1964), Азизбеков и др. (1972), Акопян, Асланян (1958, 1970), Асланян, Сатиан (1977), Габриелян (1974), Егоркина и др. (1976), Паффенгольд (1946), Ренгартен (1959); региональных сводок-Муратов (1962), Логинова (1972), Леонов и др. (1974), Хаин, Милановский (1963), Хаин (1972).

руемая в центральном Иране, завершается во многих районах к сеноману, о чем свидетельствуют перерывы в седиментации в сеномане, туроне и коньякском времени. Сантонская трансгрессия имеет в центральном Иране ограниченные масштабы, а предсантонский размыв пород основания проявился достаточно интенсивно (Taraz, 1974). Время завершения офиолитовой стадии в эволюции офиолитовых прогибов маркируется базальными слоями отложений надофиолитового "чехла". На Малом Кавказе строение "чехла" Севанской и Вединской зон отличается развитием мощных граувакковой и известняковой формаций сенона, между тем имеющих в Иране и, особенно, в Анатолии более сокращенные, либо нулевые мощности. Следовательно, в сопредельных с Малым Кавказом регионах стадия стабилизации офиолитовых депрессий наступила гораздо позже.

Как и на Малом Кавказе, в Анатолии выявляются признаки автономного развития офиолитовых прогибов (Brinkmann, 1976).

Из приведенного обзора и палеогеографической схемы (рис. 39) видно, что седиментационно-тектоническая зональность Малой Азии, Малого Кавказа и Ирана имеет ряд важнейших общих черт. Прежде всего это наличие трех главных структурно-формационных зон: офиолитовых, далее их разделявших зон срединных массивов, и по северной периферии региона - зоны мелководного вулканизма "островодужного" типа. Главными стратифицированными формациями офиолитовых зон являются кремнисто-вулканогенные формации, весьма сходные по составу слагающих их пород на всей территории Передней Азии. Далее отметим развитие формаций карбонатно-терригенного и карбонатного типа, формаций мелководных и характерных для зон срединных массивов. Наконец, вулканокласто-седиментогенные и эффузивно-вулканокластические формации характерны для "островодужной" зоны; по простиранию в Понте они переходят во флишевые формации существенно калькаренитового состава. Широким развитием на территории Передней Азии пользуются формации микролитовых известняков, охватывающие офиолитовые зоны, "островодужную" зону и отчасти зону срединных массивов.

Из обзора литературных данных и материалов изучения меловых отложений Малого Кавказа и сопредельных регионов можно прийти к выводу о значительном своеобразии седиментационно-тектонической зональности каждого из рассматриваемых регионов. Так, офиолитовые пояса Анатолии отличаются большими объемами пород офиолитовой ассоциации и значительно более заметным в их составе количеством ультраосновных пород, также как олистоостромово-олистолиловых образований. Не менее важно отметить гораздо большее развитие тектонического характера деструкций в стратификации этих комплексов. Сопровождающие зоны тектонического меланжа глаукофановые фации метаморфизма, характеризующие зоны горизонтального стресса, также имеют в Анатолии гораздо большее развитие. На территории Малого Кавказа офиолитовые пояса размещены с большей плотностью, чем в Анатолии и Иране и в связи с вышеизложенным можно полагать, что такой палеогеографический рисунок является в основном "изначальным", "доработанным" процессами сжатия, компрессии офиолитовых трогов и комплекса обрамления. Бросается в глаза и редуцированность на Малом Кавказе зоны

срединных массивов, сравнительно с пространствами Анатолии и Ирана.

Вместе с тем именно малокавказская "островодужная" зона отличается насыщенностью продуктами средне-позднемелового вулканизма. Каждая из отмеченных структурно-формационных зон Малого Кавказа и сопредельных регионов Передней Азии характеризуется специфическим набором полезных ископаемых. Вулканические прогибы и офиолитовые, в особенности, представляли области значительного подтока эндогенного вещества, и климатический фактор в формировании слагающих их пород и полезных ископаемых в том числе, имел второстепенное значение. Офиолитовая ассоциация вмещает концентрации гидротермально-эксгальационного марганца (и железа), с этим комплексом связаны месторождения яшм и офикальцитов, наконец, офиолитовые пояса содержат громадные запасы кремнезема, источник поступления которого в бассейн был также эндогенным; в этих же поясах известны концентрации медных руд. "Островодужный" вулканогенно-осадочный комплекс вмещает концентрации марганца и полиметаллов, а также медно-колчеданные руды, кроме того к этим зонам тяготеют месторождения бентонитов, цеолитов, а также цементного сырья, литографских известняков и др. К зоне срединных массивов относятся месторождения химически чистых известняков, облицовочных и строительных материалов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования приводят к выводу, что офиолитовые прогибы представляют особый класс котловинных, высокосейсмичных, сравнительно глубоководных прогибов, в осевой части которых генерировалась кора океанического типа, как результат растяжения коры, мантийного диапиризма и вулканизма. В осадконакопление вовлекались огромные объемы магматического подкорового вещества, вместе с тем в этих прогибах отлагались большие массы кремнезема, а также марганца, железа и ряда других компонентов, привносимых гидротермами, эксгаляциями с разных уровней гетерогенной коры, также как при взаимодействии лав, вулканокластики и наддонных вод. В литогенез вовлекались также продукты ультраосновной магмы в твердой и жидкой фазах.

Выявлено, что наиболее мощные толщи кремнистых пород формировались в осевой части вулканического трога, наиболее глубоководной. Кремненакоплению благоприятствовали "разряженная" ритмика вулканизма и ограниченный терригенный сток в эти части бассейна. Тектоно-магматические условия офиолитового вулканизма составляют задачу специального изучения, все же сама постановка вопроса об особой ритмике вулканизма в осевой части палеотрога целесообразна и вытекает из конкретного материала исследований. Можно задаться также вопросом — в какой мере были совмещены разломы, определявшие размещение гипербазитовых масс в коре и разломы, подводящие базальтоидную магму. И, наконец, не в том ли причина длительности антрактов в вулканическом процессе в осевой части палеотрога, что именно здесь, в зоне наибольших растяжений, протрузивная гипербазитовая "пробка" влияла на весь ход вулканизма, тем самым создавая условия для кремненакопления? Если такой механизм имел место в палеотрогах, то становится более понятной пространственная сопряженность больших масс силицитов и гипербазитов в современной структуре офиолитовых поясов.

Контрастно-гетерогенный состав выполнивших эти депрессии пород определял особые условия перераспределения вещества и ряда других процессов, как например, деструкций в стратификации при уплотнении толщ, явлений гравитационного оползания и развала в насыщенных серпентинитами блоках и др.

На стадии формирования надофиолитового "чехла" офиолитовые прогибы по источнику поступления обломочного материала являлись "самопоставляющими", поскольку главными источниками сноса становились внутренние офиолитовые поднятия. Причина тому состоит в высокой тектони-

ческой активности офиолитовых прогибов не только в офиолитовую стадию, но и в последующую стадию относительной стабилизации.

По рядам формаций офиолитовые прогибы резко обособляются от разновозрастных прогибов зон обрамления; переходный латеральный ряд формаций картируется исключительно редко ввиду формирования в ларамийскую и более поздние фазы складчатости надвигов, мелких покровов, сфокусированных именно на этих переходных зонах. Выясняется, что кремнисто-вулканогенная формация офиолитовой ассоциации Малого Кавказа имеет преимущественно альб-допозднеконьякский возраст. Однако обнаружение и на Малом Кавказе, и в сопредельных с ним регионах офиолитовой ассоциации позднеюрского-неокомского возраста показывает, что за геосинклинальный этап офиолитовая ассоциация может образоваться неоднократно. Дальнейшая задача сводится к детальному описанию разновозрастных ассоциаций и их сравнению для выяснения седиментологического и других аспектов, привлекающих внимание многих исследователей.

Приведенные данные об автохтонности тектонической позиции офиолитов в структуре региона нуждаются в критическом осмысливании при проведении геологической корреляции с сопредельными регионами Передней Азии. Приведенные по Малому Кавказу результаты вряд ли приемлемы, скажем, для южного краевого офиолитового шва Передней Азии, в связи с чем на данном этапе исследования основное внимание целесообразно уделить созданию региональных, частных схем литогенеза и палеогеографии с последующим переходом к более крупным обобщениям.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

- Абих Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. Зап. Кавказ. отд. Русск. географ. общ., кн. XXI, 1899.
- Абовян С. Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. В кн.: "Геология Армянской ССР", т. Ш, Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1966.
- Авакян Г. С. Цеолитовые породы Ноемберянского района Армянской ССР и перспективы их освоения. Ереван, "Изв. АН Арм. ССР", науки о Земле, 1973, № 6.
- Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. В сб.: "Современный вулканизм", т. 1, М., "Наука", 1966.
- Аванесян А. С. К вопросу о присутствии неокон-альбских отложений на южном склоне Севанского хребта (Малый Кавказ). "Вестник МГУ", сер. 1У, "Геология", 1975, № 6.
- 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, 1972, № 2.
- Адамия Ш. А., Бендукидзе Н. С. и др. История геологического развития. В кн.: "Геология СССР. Грузинская ССР", т. X, М., "Недра", 1964.
- Азизбеков Ш. А., Агабеков М. Г. и др. История геологического развития. В кн.: "Геология СССР", т. ХУШ, "Азербайджанская ССР", М., "Недра", 1972.
- Акаева В. П. О генетических особенностях пирокласто-осадочных пород верхнемеловых формаций северо-восточной части Малого Кавказа. В кн.: "Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород", Тбилиси, 1970.
- Акопян В. Т. Меловая система. В кн.: "Геология СССР", т. Х1Ш, "Армянская ССР", М., "Недра", 1970.
- Асланян А. Т. Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (Армянская ССР), ДАН Арм. ССР, т. Х1, 1950, № 5.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
- Асланян А. Т. Тектоника. В кн.: "Геология СССР", т. Х1Ш, "Армянская ССР", М., "Недра", 1970.
- Асланян А. Т., Вегуни А. Т. и др. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. "Изв. АН Арм. ССР", науки о Земле, 1975, № 6.

- Асланян А. Т., Арутюнян А. В. и др. Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и спрединговых структур литосферы. "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1976, № 5.
- Асланян А. Т., Сатиан М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1977, № 4-5.
- Асланян А. Т., Сатиан М. А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. ДАН АН Арм.ССР, т. LXV, 1977, № 4.
- Атабекян А. А. К стратиграфии альбских отложений бассейна р. Агстев (Акстафа). "Изв. АН Арм. ССР", сер. физ.-мат., ест. и техн. наук, 1952, № 4.
- ✓ Ахмедов Г. А., Раджабов М. М., Гаджиев Р. М. Глубинное строение. В кн.: "Геология СССР", т. ХУШ, "Азербайджанская ССР", М., "Недра", 1972.
- Барсегян В. Б., Габриелян А. А. и др. Новые данные о геологии Южного Зангезура. "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1972, № 4.
- Белов А. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных и осадочных компонентов Анкавано-Зангезурского разлома в юго-восточной Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLIV, 1969, № 1.
- Белоусов В. В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность. В кн.: "Проблемы глобальной тектоники", М., "Наука", 1973.
- Боголепов В. Г. К проблеме серпентинизации ультраосновных пород. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1969, № 4.
- + Боголепов К. В. О понятиях "рифтовые структуры" и "рифтогенез". В кн.: "Основные проблемы рифтогенеза", Новосибирск, "Наука", 1977.
- Ботвинкина Л. Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., "Наука", 1974.
- Василевский М. М., Пономарев В. В., Рудич К. Н. Принципы геодинамического соответствия возраста и глубинности в вулканических, plutонических, метаморфических и рудообразующих процессах. В сб.: "Геодинамика магмообразования и вулканизм". Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Вильямс Э., Тернер Ф. Дж., Гильберт Ч. М. Петрография. М., ИЛ, 1957.
- Вишневская В. С. Радиоляриты Севано-Акеринской офиолитовой зоны (Малый Кавказ). Автореф. канд.дисс., М., 1976.
- Влодавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. В кн.: "Проблемы вулканизма", Ереван, 1959.
- ✓ Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд. АН Арм.ССР, 1959.
- Габриелян А. А. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР (объяснительная записка), Ереван, 1968.
- Габриелян А. А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР, "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1974, № 4.
- Гамкрелидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси, 1976.

- Градусов Б. П., Григорьев В. Н. и др. Обломочные серпентинитовые отложения в юго-восточной части Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. "Литол. и полезн. ископ.", 1975, № 5.
- Гуюмджян О. П. Магматические плутонические формации Западного Баргушата. "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1973, № 1.
- Гущенко И. И. Типы эруптивной деятельности и их фациальные аналоги в современных и недавних отложениях. В кн.: "Современный вулканизм", М., "Наука", 1966.
- Джанелидзе Т. В., Гугушвили В. И., Канчавели А. Л. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования мезозоя Грузии. В кн.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза", М., "Наука", 1974.
- Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Мнацаканян А. Х. и др. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. М., "Недра", 1968.
- Дзоценидзе Г. С. К вопросу классификации песчаников. "Изв. Геол. общ. Грузии", вып. 1, 1963.
- Дзоценидзе Г. С., Мархинин Е. К. Вулканокластические продукты и проблема их эволюции. В кн.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза", М., "Наука", 1974.
- Дзоценидзе Г. С., Хворова И. В. Хемогенное вулканогенно-осадочное породообразование. В кн.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза", М., "Наука", 1974.
- Джрбашян Р. Т., Гуюмджян О. П., Таян Р. Н. Некоторые особенности строения и формирования третичных вулканогенных комплексов Зангезура. "Зап. Арм. отд. Всес. минер. общ.", Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1976.
- Егоркина Г. В., Соколова И. А. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. "Сов. геология", 1973, № 6.
- Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Изучение глубинных разломов по материалам станции "Земля" на территории Армении. "Разведочная геофизика", вып. 72, М., "Недра", 1976.
- Егоян В. Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1955.
- Жамойда А. И., Казинцева Л. И., Тихомирова Л. Б. Комплексы радиолярий Малого Кавказа. "Известия АН СССР", сер. геол., 1976, № 2.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Хмаладзе И. И. Петрография верхнемеловых вулканогенных образований Южной Грузии. Тр. Геол. ин-та, сер. минер.-петр., т. У1, Тбилиси, 1961.
- Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. В кн.: "Вулканогенно-осадочные и терригенные формации", М., Изд. АН СССР, 1963.
- Казьмин В. Г. К проблеме "альпийского меланжа", "Геотектоника", 1971, № 2.
- Кашкай М. А. Офиолитовая формация Малого Кавказа. В кн.: "Геология Азербайджана. Петрография", Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
- Кашкай М. А., Тамразян Г. П. Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона и их роль в магматизме и зако-

- номерностях размещения полезных ископаемых. М., "Недра", 1967.
- "Классификация вулканогенных обломочных пород". М., 1962.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. М., "Наука", 1975.
- Книппер А. Л., Соколов С. Д. Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон. "Геотектоника", 1976, № 4.
- Кононов В. И., Поляк Б. Г. Современная гидротермальная активность Исландии. "Геотектоника", 1975, № 5.
- Коптев-Дворников В. С. и др. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., "Недра", 1967.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжения с метаморфизмом континентов и в океанах. В сб.: "Кристаллохимия минералов и геологические проблемы", М., "Наука", 1975.
- Крашенинников Г. Ф. Основы классификации осадочных пород и современных осадков. Междунар. геол. конгр. "Генезис и классифик. осад. пород", пробл. 8, М., 1968.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
- Леонов Г. П., Логинова Г. А., Панов Д. И. Основные области и зоны осадконакопления в пределах Ближне-Средневосточной части Альпийского пояса Евразии в юрское, меловое-палеогеновое время. "Вестник МГУ", сер. геол., 1974, № 2.
- Левитан М. А. и др. Генезис кремней в осадках Тихого океана по данным изотопного состава кислорода и анализа особенностей их распределения. "Геохимия", 1975, № 3.
- Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. В кн.: "Геохимия кремнезема", М., "Наука", 1966.
- Лисицын А. П. Металлоносные осадки Тихого океана и их генезис. В кн.: "Междунар. геол. конгр., XXV сессия. Палеонтология, морская геология", М., "Наука", 1976.
- Логинова Г. А. Основные черты строения меловых отложений альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока. "Геология и разведка", 1972, № 2.
- Лодочников В. Н. Серпентиниты и серпентиниты Ильчирские и др. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, Л.-М., 1936.
- Ломизе М. Г. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья. "Геология и разведка", 1970, № 11.
- Ломизе М. Г. Краевые офиолитовые швы Альпид Ближнего и Среднего Востока. "Геология и разведка", 1972, № 2.
- Ломизе М. Г., Панов Д. И. Пересечение Севанской офиолитовой зоны (Малый Кавказ). ДАН СССР, т. 221, 1975, № 2.
- Лучицкий И. В., Грошин В. И., Ушаков Г. Д. Деформация гипербазитов при высоких давлениях и температурах. В кн.: "Проблемы общей и региональной геологии", Новосибирск, 1971.
- Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии, т. 1, 2, М., "Наука", 1971.
- Максвелл Дж. К. Офиолиты: древняя океаническая кора или глубокий диапир? Тезисы докладов международного симпозиума "Офиолиты в земной коре", М., "Наука", 1973.

- Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., 1963.
- Малеев Е. Ф. Отличия вулканогенно-осадочного литогенеза от осадочного в орогенных областях. В кн.: "Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза", М., "Наука", 1974.
- Мандалян Р. А. Вулканогенно-карбонатная формация (оксфорд-неоком). В кн.: "Геология Армянской ССР", т. У, Ереван, Изд. АН Арм.ССР, 1974.
- Меликян Л. С., Паланджян С. А. и др. 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.
- † Милановский Е. Е. К проблеме пространственных взаимоотношений геосинклиналино-орогенных и рифтовых поясов. "Вестн. МГУ", сер. геол., 1972, № 4.
- Мицюк Б. М. Взаимодействие кремнезема с водой в гидротермальных условиях. Киев, "Наукова думка", 1974.
- ✓ Мкртчян К. А. Интрузивы бассейна р. Веди. В кн.: "Геология СССР", т. ХІІІ, Армянская ССР", М., "Недра", 1970.
- Мнацаканян А. Х. Геологическое положение, состав и условия формирования меловых вулканических образований. В кн.: "Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклиналиных прогибов", М., "Наука", 1968.
- Муратов М. В. История тектонического развития Альпийской складчатой области юго-восточной Европы и Малой Азии. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1962, № 2.
- Муратов М. В. Основные типы геосинклиналиных прогибов в альпийской складчатой области. ДАН СССР, т. 147, 1962, № 5.
- Муратов М. В. Роль магматизма в развитии геосинклиналиных систем. В кн.: "Проблемы связи тектоники и магматизма", М., "Наука", 1969.
- † Муратов М. В. Строение и развитие эвгеосинклиналиных прогибов и их магматизм. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1971, № 5.
- Муратов М. В., Цейслер В. М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклиналиных поясов. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1968, № 5.
- Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и их связи с тектоно-магматической активностью. В сб.: "Геодинамика, магмообразование и вулканизм". Петропавловск-Камчатский, 1974.
- ✓ Назаретян С. Н., Казарян С. С. Опыт классификации глубинных разломов территории Армянской ССР, выявленных по данным геофизики. "Изв. АН Арм. ССР", науки о Земле, 1976, № 3.
- "Научная программа работы по проекту "Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы океанов" (73/1/39). ЮНЕСКО, МСГИ, Международная программа геологической корреляции", М., 1974.
- "Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Данные по СССР". М.-Л., вып. 1-3, 1971, 1973, 1975.
- Паланджян С. А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта, Ереван, Изд. АН Арм.ССР, 1971.
- Паланджян С. А., Сатиан М. А., Степанян Ж. О. К петрохими-

- ческой характеристике вулканитов офиолитовых серий Малого Кавказа. "Изв. АН Арм. ССР", науки о Земле, 1977, № 1.
- Паффенгольц К. Н. Бассейн оз. Гокча (Севан). Геологический очерк. Тр. Всесоюзн. геол.-развед. объедин., вып. 219, Л., 1934.
- Паффенгольц К. Н. Сейсмоструктура Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Ереван. Изд. АН Арм. ССР, 1946.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. "Геотектоника", 1969, № 4.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Проблемы внутриконтинентальных геосинклиналей. В кн.: "Тектоника", М., "Наука", 1972.
- Петров В. П. Основы классификации туфовых и вулканогенных пород. В кн.: "Проблемы вулканизма". Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Петрова М. А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях. Тр. Моск. геол.-развед. ин-та, вып. 39, 1958.
- Петросов И. Х. Бентонитовые глины Саригюхского месторождения. В кн.: "Геология Армянской ССР", т. У, Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1974.
- Пиджян Г. О. Об осадочно-вулканогенной толще северо-восточного побережья оз. Севан. "Изв. АН Арм. ССР", сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, 1956, № 6.
- Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л., "Недра", 1966.
- Полянский Б. В. Основные циклы формирования триасово-юрских прогибов и максимумы угленакопления в центральном Иране. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1976, № 10.
- Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. 6. М., Изд. АН СССР, 1959.
- "Рекомендации к классификации и номенклатуре вулканогенно-осадочных (обломочных) пород". В кн.: "Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород". Тбилиси, 1970.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., 1964.
- Садоян А. А. К литологии дат-палеоценовых флишевых отложений левобережья р. Азат. "Изв. АН Арм. ССР", сер. геол. и геогр. наук, 1965, № 1.
- Садоян А. А. Пирокласто-осадочная флишеидная субформация (средний эоцен). В кн.: "Геология Армянской ССР", т. У, Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1974.
- Саркисян О. А. Флишеидная формация. В кн.: "Геология Армянской ССР", т. У. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1974.
- Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Мкртчян Г. М. О целестине и стронцианите из отложений дания-палеоцена у с. Двин. "ДАН Арм. ССР", т. ХУШ, 1966, № 5.
- Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Чолахян Л. С. Новые данные о верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще юго-западной части Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. ХІІІ, 1968, № 3.
- Сатиан М. А. Офиолитокластические граувакки Айюцдзора. "Изв. АН Арм. ССР", науки о Земле, 1970, № 5.
- Сатиан М. А. Альб-верхний мел-палеоцен. В кн.: "Геология Армян-

- ской ССР", т. У, Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1974.
- Сатиан М. А., Степанян Ж. О. Кремнисто-вулканогенная формация (верхний турон (?) – нижний коньяк). В кн.: "Геология Армянской ССР", т. У, Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1974.
- Сатиан М. А. Строение Еревано-Ордубадской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 1, 1975, № 2.
- Сатиан М. А., Степанян Ж. О. Типы радиоляритов офиолитовых поясов Армении и их палеогеографическое значение. "Изв. АН Арм. ССР", науки о Земле, 1976, № 1.
- Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И. Цеолиты, их синтез и условие образования в природе. М., "Наука", 1970.
- Сахатов В. З. Особенности структуры Кавказско-Таврского региона по данным дешифрирования космических снимков. "Геология и разведка", 1976, № 11.
- Соколова М. Ф. Синтез серпентиновых и хлоритовых минералов при повышенных температурах и давлениях. В кн.: "Кристаллохимия минералов и геологические проблемы", М., "Наука", 1975.
- Соколов С. Д. Олисторомовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа, М., "Наука", 1977.
- Степанян Ж. О. Вулканогенно-обломочная формация (верхний турон-сантон). В кн.: "Геология Армянской ССР", т. У, Ереван, 1974.
- Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза, М., "Наука", 1976.
- Тахтаджян А. Л. Новый вид *clischemia* из верхнемеловых отложений Даралагеза. "ДАН Арм. ССР", т. 1, 1944, № 1-2.
- Теодорович Г. И. О классификации песчаников на основе вещественного состава четырех обломочных компонентов и характере цемента. В сб.: "Фации и условия формирования нефтегазопроизводящих свит", М., 1966.
- Туманян Г. А. О характере и времени образования антикавказских (поперечных) дизъюнктивных и пликативных структур Ноемберянского района Армянской ССР. "Изв. АН Арм. ССР", науки о Земле, 1974, № 5.
- Ушаков С. А. Геофизика с дрейфе материков. М., 1976.
- Фролов В. Т. Вулканогенно-осадочные породы ирендыкской свиты Южного Урала и вопросы классификации и номенклатуры. В кн.: "Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород". Тбилиси, 1970.
- Фролова Г. И., Рудник Г. Б. и др. Главнейшие ассоциации вулканических пород океанов и причины их разнообразия. В сб.: "Международ. геол. конгресс, XXV сессия. Палеонтология, морская геология", М., "Наука", 1976.
- Хаин В. Е., Милановский Е. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд. МГУ, 1963.
- Хаин В. Е. Основные структурные комплексы Ближнего и Среднего Востока. "Геология и разведка", 1972, № 2.
- Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. В кн.: "Вулканогенно-осадочные и терригенные формации". М., Изд. АН СССР, 1963.

- Хворова И. В. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. В кн.: "Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые", М., "Наука", 1965.
- Хворова И. В. Эвгеосинклинальное кремненакопление и некоторые вопросы его эволюции. Стратигр. и седиментол. геол. докембрия. XXV сессия. В сб.: "Международ. геол. конгр.". М., "Наука", 1976.
- Хитаров Н. И., Леонидов В. Я., Пугин В. А. Процессы серпентинизации и связанные с ними вопросы. В сб.: "Проблемы кристаллохимии минералов и эндоген. минералообр.", Л., "Наука", 1967.
- Шатский Н. С. Парагенезис осадочных и вулканогенных пород и формаций. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1954, № 4.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканических пород и формаций. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1960, № 5.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, ч. 2. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1966.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., 1958.
- Штеклин Дж. Тектоника Ирана. "Геотектоника", 1966, № 1.
- Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М., "Наука", 1975.
- Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии. "Тр. Ин-та геологии и минералогии АН СССР", 1954, № 5.
- Abbate E., Bartolotti V., Passerini P. Olistostromes and olistoliths. „Sedim. Geology“, V. 4, 1970, N 34, Spec. Issue.
- Abbate E., Bartolotti V., Passerini P. Major structural events related to ophiolites of the Tethys belt. „Ofioliti“, 1976, N1
- Alavi M. at all. Explanatory text of the Quadrangle Map. „Geological Survey of Iran“, 1969, No D4.
- Alavi M., Shahrabi M. Geological map of Iran. 1:100.000 Sheet 5265-Ma-rageh, 1975.
- Altinli J. E. Explanatory text of the geological map of Turkey, Erzurum. An-kara, 1963.
- Bailey E. H., William P. J. and Jones D. L. Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of Western California. „ Bull. Cali-fornia Division of Mines and Geology“, 183, San Francisco, 1964.
- Bailey E., Mc. Callien. Serpentinite lavas, the Ankara Melange and the Anatolien thrust. „Trans. Royal Soc.“, Edinburgh, 62, pt. 2, 1953.
- Bernoulli D., Jenkyns H. Alpine, Mediterranean and central Atlantic me-sozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: „Modern and ancient sedimentation“, Society Econom. Paleont. Min. Spec. Publ., 1974, N 19.
- Bishoff J. L. Red sea geothermal brine deposits their mineralogy, geoche-mistry and genesis. In: "Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red sea." Berlin, 1969.
- Bonatti E. Autigenic deep-sea carbonates. „Sciences“, 53 1966.
- Böstrom K., Kraemer T., Carter S. Provenance and accumulation rates of opalina silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co, in Pacific pelagic sediments, „Chem. Geol.“ 11, 1973. N2.
- + Brinkmann R. Geology of Turkey. Stuttgart, 1976.
- Brunn J. H. Le probleme de l'origine des nappes et leurs translations dans les Taurides occidentales. „Bull. Soc. Geol. France“, C. XVI, 1974, N2.

- Calvert S. Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. In: „Pelagic sediments: on Land under the Sea." Intern. Assoc. Sedimentologists, 1974, N1.
- Coleman R. G. Emplacement and metamorphism of ophiolites. „Ofioliti", 1977, N1.
- Condie K. C. Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming" Geochem. et Cosmochim. Acta, 1967, N11.
- Davies R. G., Jones C. R., Hamzepour B. Geology of the Masuleh Sheet (Northwest Iran). „Geol. Survey of Iran," 1972, Report N24.
- Davoudzadeh M. Geology and Petrography of the Area North of Nain, Central Iran. Iran. „Geol. Survey of Iran", 1972, report № 14.
- Dott R. N. Wacke, graywacke and matrix—what approach to immature sandstone classification „J. of Sedim. Petrol" 1964, N3.
- Dzulynski S. and Walton E. K. Sedimentary features of flysch and graywackes. „Devopments in sedimentology" 7 Amsterdam, London, New-York, 1965.
- Garrison R. Radiolarian cherts pelagic limestones and igneous rocks in eu-geosynclinal assemblages. In: „Pelagic sediments: on Land and under the Sea." Sediment., 1974, N1.
- Folk R. L. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary—rock nomenclature. J. of Geol., 1954, N4.
- Forster H. Association of volcanic rocks in the Mountains south of Sabzevar (NE Iran). In: „Intern. Geol. Congr. Rep.—XXIII Session," v. 2. Proc. Section 2. Volcanism and tectogenesis. Prague, 1968.
- Jones J. G. Pillow lava as depth indicators. „Amer. Journ. Science", v. 267, 1969, N2.
- Helmbold R. Contribution to the petrography of the Tanner graywacke. „Bull Geol. Society of Amer", 1958, N3.
- Hsü K. Principles of Melange and their bearing on the Franciscan—Knoxville Paradox." Geol. Soc. Amer. Bull., 1968, N8.
- Hsü K. Paleoceanography of the mesozoic Alpine Tethys." Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.", 1976, N170.
- Huckenholz H. C. Mineral composition and texture in graywackes from the Harz Mountains (Germany) and in arkoses from the Auvergne (France). „J. Sedim. Petrol." 1963, N4.
- Ilhan E. The green rocks of Turkey: their importance for the tectonic pattern of the Mediterranean Alpine orogenic belt. Jn: „Inter. Geol. Congr. Report. Twenty-Second session." India, part. IV, 1964.
- Ilhan E. The structural features of Turkey. In: „Geology and History of Turkey." Tripoli, Libya, 1971.
- Kamen-Kaye M. Review of Depositional History of Turkey. Jn: Geology and History of Turkey. „Tripoli, Libya, 1971.
- Kashfi M. S. Plate tectonics and structural evolution of the Zagros geosine-line, southwestern Iran. „Geol. Soc. Amer. Bull.", v. 87, 1976, N10.
- Lockwood J. Sedimentary and Gravity. Slide Emplacement of Serpentinite. Geol. Soc. Amer. Bull.", v. 82, 1971, N4.
- Mc. Elhinny M. W. Paleomagnetism and Plate tectonics. Cambridge, at the University Press., 1973.
- Miyashiro A. Classification, characteristics, and origin of ophiolites. „Journ. Geol." V. 83, 1975, N2.
- Norman T. Flow features of Ankara Melange. In: „Congres International di Sedimentologie", Theme IV, Nice, 1975.

- Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. New-York, 1957.
- Philipsson A. Handbuch, Region. Geologie, B. V., 2 Abt. Heidelberg, Kleinasien, 1978.
- Robertson A. Cyprus umbers: basalt-sediment relationships on a Mesozoic ocean ridge. „Journ. Geol. Soc.” Lond., v. 131, 1975.
- Sestini G. The relations between flysch and serpentinites in north-central Turkey. In: „Geology and History of Turkey”. Libya, Tripoli, 1971.
- Stratigraphic Lexicon of Iran. Part.E Central, North and East Iran. „Geol. Survey of Iran,” 1971, Report N18.
- Stride A. H., Belderson R. H. Kenyon N. H. Evolving miogeanticlines of the East Mediterranean (Hellenic, Calabrian and Cyprus Outer Ridges). „Philos. Trans. Royal Soc” London, Mathem. and Physic Scien., v.284, 1977, N1322.
- Taraz H. Geology of the Surmaq- Deh Bid Area Abadeh. Region., Central Iran.” Geol. Survey of Iran.” 1974, Report N37.
- Thayer T. P. Serpentinization consider as a constant-volume metasomatic process. „Amer. Miner.”, v. 51, 1966 N5-6.
- Van Hinte. A Cretaceous Time Scale. „Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., v. 60 4, 1976.
- Watters W. A., Etminan H. Manganese in Iran. „Geol. Surv. of Iran”, 1973, Report N21.

M. A. Satian

UPPER CRETACEOUS LITHOGENESIS OF THE OPHIOLITE  
ZONES OF THE ARMENIAN SSR (THE MINOR CAUCASUS)

R E S U M E

Geological history of the ophiolite depressions is divided into ophiolite stage (Table 1, Fig. 25) represented by formation of siliceous and volcanic rocks ( $K_1^{al} - K_2^{cn} 1$ ), preophiolite stage represented by formation of limestones and terrigenous rocks ( $K_1^{al} - K_2^t$ ), postophiolite stage, -formations of „cover“ graywackes ( $K_2^{cn}$ ), micritic limestones ( $K_2^{st-sn} 2$ ) and fish-like formation of terrigenous rocks and limestones ( $K_2^d - P_1$ ).

The stratified components of ophiolite association of the Sevan zone (fig. 1, 4-14) are characterized by diabases, spilites with lenses and large deposits of siliceous rocks (mainly radiolarian cherts), partly micritic limestones and terrigenous sediments e. c. (Table 8). The similar composition is found in Zangezur zone, though cherts are not so spread among diabases and spilites. The large amounts of volcanoclastic material (basic tuffs, tuffites, volcanic breccia) associated with micritic limestones, limy radiolarites, are common for ophiolite association of Vedy zone.

Volcanic rocks of Vedy zone show on chemical bases both tholeiitic (dominated in other zones) and K-alkaline character (Table. 10, Fig. 15, 16). The uppermost part of ophiolite sequence in some places of Sevan and Vedy zones is represented by keratophyres and tuffs of dacites.

The following must be mentioned.

The presence of inclusions, lenses of radiolarian and other type of chert as well as intercalation of volcanic rocks of radiolarian cherts.

The intervals of bedded cherts are of rhythmic structure (Fig. 17). The position of Mn-Fe-enriched chert (metaliferous sediments) is at the uppermost part of rhythmic bedded cherts, in some intervals they are overlaid by basalts; micritic limestones are common at the basal interval (Fig. 17).

Paleographic position of Mn-Fe-enriched cherts is connected with the central trough.

Widespread occurrence of laminated radiolarian cherts, cherts composed of microcrystalline quartz and cherts of globular structure as well as clay or tuffites shows the different direction and sources of complicated sedimentation.

The sedimentological and petrological data show the important role of submarine volcanism in the genesis of the bedded cherts and Mn-Fe-enriched chert particularly.

Metamorphism intensity of the formation of siliceous and volcanic rocks

shows gravitation to upper level of greenschist facies, upward changed into facies of deep epigenesis.

Chaotic internal structure of ophiolites is recognized as very complicated both by tectonic (mainly connected with Laramide folding) and sedimentary (slides, magmatic destruction of sediments, density planation of intercolated lava flows and sediments) origins.

The intensity of terrigenous sedimentation increased after ophiolite stage. Newly formed ophiolite uplifts play a principal role as a source areas for clastic material. Classification of ophioliticlastic greywackes has also been discussed. It is necessary to note an abrupt lateral changes of composition and thickness of graywacke and limestone formations, which show high tectonic mobility of the ophiolite depression during postophiolite stage.

The most remarkable features of paleogeography are: a) polyfacial assemblage of siliceous and volcanic rocks with gravitation of large deposits of chert to the central trough; b) relics of lateral changes of siliceous sediments and volcanic rocks of central trough into less deep-sea deposits mainly volcanic and farther towards the shallow water clastic sediments; c) Albian-Lower Coniacian (mostly Turonian-Lower Coniacian) age of radiolarian cherts and volcanics of ophiolite association; d) peculiar petrological and sedimentological composition of ophiolite association of each ophiolite zone; e) outcrops of Eopaleozoic metamorphic basement in terranes between the ophiolite zones; f) data of seismic deep profiling showing the control of each ophiolite zone by the deep fault stretched Mokho at the depth of 40-50 km.

The reconstruction of paleogeography gives a pattern of echelon-like narrow and deep (1-2,5 km) volcanic depressions with terrigenous shelf on borders (Fig. 27-38).

On the basis of age, composition and structure of ophiolite series as well as geophysical data the hypothesis of allochthonous tectonic position is considered critically.

The ideas of autonomy of development of the ophiolite zones and their autochthonous tectonic position seem to correspond to regional geology. The origin of ophiolite troughs is considered as a result of continental crust rifting and forming oceanic crust in the narrow central depression.

Paleogeography of ophiolite zones of adjacent regions of the Minor Asia and Iran have also been discussed (Fig. 39).

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение . . . . .	5
Глава I. ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ СЕДИМЕНТАЦИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ОФИОЛИТОВЫЕ ПОЯСА МАЛОГО КАВКАЗА . . . . .	7
Глава II. ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ . . . . .	11
О номенклатуре вулканогенно-осадочных формаций . . . . .	11
Формации офиолитовых прогибов . . . . .	16
Постановка вопроса . . . . .	16
Формации ранней стадии . . . . .	16
Известняково-терригенная формация Вединского офиолитового пояса . . . . .	16
Вулканокласто-седиментогенная глауконитоносная формация Севанского офиолитового пояса . . . . .	21
Формации вулканической (офиолитовой) стадии . . . . .	23
Кремнисто-эффузивная формация Севанского офиолитового пояса (23). Кремнисто-вулканогенная формация Зангезурского офиолитового пояса (31). Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация Вединского офиолитового пояса (36)	
Парагенезы пород формаций кремнисто-вулканогенной группы (45)	
Возраст пород офиолитовой ассоциации (47).	
Петрография (48). Эффузивные породы (47). Вулканокластические породы (50). Петрохимическая характеристика продуктов вулканизма (51). Туффиты (56). Кремнистые породы (57). Известняки и доломиты (68). Обломочные породы (69). Офикальциты (71).	
О корреляции разрезов кремнисто-вулканогенной формации . . . . .	71
Формации стадии стабилизации . . . . .	74
Вединский офиолитовый пояс . . . . .	74
Граувакковая формация (74). Известняковая формация (80). Флишоидная терригенно-карбонатная формация (83).	
Севанский офиолитовый пояс . . . . .	83
Граувакковая формация (83). Известняковая формация (86).	
О формациях обрамления офиолитовых прогибов . . . . .	87
Сомхето-Карабахская и Предмалокавказская зоны . . . . .	87
Вулканокласто-седиментогенная формация (87). Эффузивно-вулканокластическая формация (90). Известняковая формация (94).	

Базумо-Кафанская зона . . . . .	96
Эффузивно-вулканокластическая формация . . . . .	96
Анкаван-Мегринская зона . . . . .	97
Граувакковая формация . . . . .	97
О корреляции разрезов формаций надфиолитового "чехла" и формаций обрамления . . . . .	100
<b>Глава Ш. ВУЛКАНИЗМ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ ПРОГИБОВ . . . . .</b>	<b>105</b>
Вулканизм и кремненакопление . . . . .	105
Металлоносные кремнистые отложения и гидротермально-осадочные доломиты (110). Батиметрия накопления силицитов и вулканитов (115). Терригенное осадконакопление в офиолитовых трогах (116). Вопросы классификации офиолитокластических граувакк (118). О некоторых особенностях терригенного осадконакопления в офиолитовых прогибах и прогибах обрамления (119).	
О стратификации кремнисто-вулканогенных формаций . . . . .	123
Фации эпигенеза кремнисто-вулканогенной формации . . . . .	125
О соотношении магматогенного и седиментогенного вещества в кремнисто-вулканогенной формации . . . . .	130
<b>Глава IV. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ . . . . .</b>	<b>131</b>
Гипотеза аллохтонного залегания офиолитов в структуре Малого Кавказа: критические замечания (131). Продолжение обсуждения (137). Гипотеза троговой обстановки формирования офиолитов (140).	
<b>Глава V. О МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ . . . . .</b>	<b>147</b>
Заключение . . . . .	153
Литература . . . . .	155
Резюме (на английском языке) . . . . .	165

Марлен Акимович Сатиан

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ЛИТОГЕНЕЗ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН  
АРМЯНСКОЙ ССР (Малый Кавказ)

Печатается по решению ученого совета  
Института геологических наук АН Армянской ССР

ИБ 12

Редактор издательства С. М. Даниелян, художник К. К. Кафадарян,  
технич. редактор Р. Х. Геворкян, корректор И. Г. Алкарян

Набрана на наборно-пишущей машине оператором М. Б. Геворкян

Книга издана офсетным способом

Вф 03468 Изд. 4896 Заказ 56 Тираж 500. Сдано в производство  
20. 10. 1978 г., подписано к печати 12. 10. 1978 г., печ. 10,5 л. + 8 вкл.,  
усл. печ. л. 17,85, изд. 12,5 л., бумага № 1,70 x 108 1/16. Цена 2 руб.

Издательство Академии наук Армянской ССР. 375019, Ереван, Барекамутян, 24-г. Типография Издательства АН Армянской ССР, г. Эчмиадзин.

2 p.

2816