

**КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ  
ФАНЕРОЗОЯ ТЕРРИТОРИИ  
АРМЯНСКОЙ ССР**

**ЕРЕВАН 1987**

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ,  
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ  
ՏԵՐԻՏՈՐԻԱՅԻ ՖԱՆԵՐՈԶՈՅԻ  
ԿԱՅԾՔԱՐԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԸ  
(ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍ)

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ  
ԵՐԵՎԱՆ 1987

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ  
ФАНЕРОЗОЯ ТЕРРИТОРИИ  
АРМЯНСКОЙ ССР  
(МАЛЫЙ КАВКАЗ)

4822

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР  
ЕРЕВАН

1987



ББК 26.303(24)

К 795

Печатается по решению ученого совета Института геологических наук АН Армянской ССР

Ответственный редактор кандидат геол.-мин.наук В.П.Асратян

Книгу рекомендовали к печати рецензенты: кандидаты геол.-мин. наук Л.П. Яшвили, М.А. Мовсисян

Монография посвящена рассмотрению особенностей структуры, вещественного состава условий формирования, распространения кремнистых пород в осадочных, вулканогенно-осадочных формациях фанерозоя и перспективы их использования в народном хозяйстве.

В работе рассмотрен генезис кремнесодержащих стратифицированных формаций Малого Кавказа и проведена корреляция с синхронными формациями для литологов, геологов, изучающих закономерности кремненакопления, а также концентрации кремнистого сырья для различных отраслей народного хозяйства.

I9040I0000  
К                      62-87  
703(02)-87

© Издательство АН Армянской ССР, 1987

## В В Е Д Е Н И Е

Силициты, т.е. группа существенно кремнистых пород, возникают при разнообразных природных процессах: осадочных, вулканогенно-осадочных, гидротермальных, вулканических. В монографии рассмотрены силициты осадочных и вулканогенно-осадочных формаций фанерозоя территории республики. Области и возможности применения силицитов в промышленности, сельском хозяйстве, в научно-исследовательских разработках все более расширяются. Помимо уже хорошо устоявшихся направлений использования силицитов, таких как приготовление огнеупоров, кислотоупорных материалов, флюсов, адсорбентов, добавок к бетонам и др., за последние годы силициты нашли применение в производстве новейших видов жаропрочной керамики, оптического стекла, в атомной промышленности. Предполагается, что силициты будут использоваться в ближайшие десятилетия как один из наиболее экономически выгодных адсорбентов для снижения загрязнения среды (воды и воздуха).

Итак, возможности использования силицитов достаточно широки на территории республики. Разведаны и подсчитаны запасы некоторых месторождений диатомитов и кварцитов, но области их применения можно значительно расширить. Нужно подчеркнуть распространенность силицитов в разрезе отложений всех уровней фанерозоя. Сведения по этому вопросу имеются в многочисленных отчетах по геолого-съёмочным и научно-исследовательским работам. Однако обобщение этих материалов пока предпринято не было. Такие работы безусловно выходят за рамки данного обзора, поскольку в нем охвачены наиболее известные генетические типы месторождений силицитов. Необходимы специальные исследовательские работы по экономике силицитов как минерального сырья и по технологии его использования.

В обзоре рассмотрены две генетические группы силицитов (осадочных и вулканогенно-осадочных), при этом графически на литологической карте отображено размещение месторождений и их градация.

Данная монография отличается от известных публикаций (см. Минеральные ресурсы Армянской ССР, 1949; Неметаллические полезные ископаемые, 1966) рассмотрением гораздо большего на-

бора месторождений и проявлений и их генетических особенностей. Можно надеяться, что сводка по силицитам может использоваться при долгосрочном перспективном планировании использования силицитов в народном хозяйстве и направлении геолого-поисковых и разведочных работ.

Прилагаемая к монографии карта распространения месторождений силицитов в стратифицированных формациях АрмССР составлена на основе "Литологической карты Армянской ССР", которая была подготовлена большим коллективом авторов - сотрудниками ИГН, ЕГУ и УГ АрмССР и дополнена нанесением на неё известных данных по типам силицитов и указанием месторождений. Монография составлена коллективом авторов: Авакяном Т.А., Мандаляном Р.А., Нисанян Г.Б., Сативном М.А. (научный руководитель), Степанян Ж.О. В изучении микроструктурных особенностей силицитов участвовал Мхитарян Р.Х. Монография представляет итог более чем двух десятилетий исследований стратифицированных формаций фанерозоя территории республики и концентраций в них силицитов. Используются также результаты проведенных технологических испытаний.

## 1. СИЛИЦИТЫ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКО-ТРИАСОВОГО РЯДА ФОРМАЦИЙ

Хемогенные и биогенные крупные скопления силицитов в разрезе верхнепалеозойско-триасовых формаций отсутствуют, однако в допермской части разреза широко представлены кварцевые, существенно обломочные породы, в разной мере преобразованные, вплоть до образования сливных кварцитов за счет уплотнения и возникновения контактово-порового кварцевого цемента в постседиментационную стадию. Уровень этих преобразований невысок — это уровень глубинного эпигенеза, раннего метагенеза, но изначально почти мономиктовый кварцевый состав песчаных пород приводит к возникновению терригенно-эпигенетических высококремневых образований, которые по химическому составу, несомненно, принадлежат к группе кремневых пород и соответственно представляют прекрасное сырье кремнезема. Объемы их значительны, значение и сфера использования в народном хозяйстве будут все более возрастать.

### К а р б о н а т н о - т е р р и г е н н а я   ф о р м а ц и я

Фаунистически датированные отложения верхнего палеозоя представлены мелководными морскими формациями субплатформенного типа. Это — нижняя карбонатная формация среднего девона мощностью 0,7 км; карбонатно-терригенная формация (поздний девон-ранний карбон) мощностью 1,5 км; формация древней латеритовой коры выветривания (средний-поздний карбон) ~50 м; карбонатная формация (нижняя пермь — средний триас(?)) мощностью 1 км. Они развиты главным образом в Еревано-Ордубадской и Приараксинской зонах, малые мощности и местами прибрежные фации отмечаются в Анкаван-Зангезурской зоне.

Общее наращивание мощностей субплатформенного верхнепалеозойского комплекса имеет место на юго-восток, в северный Иран, а сокращенные — на северо-запад к восточной Анатолии.

Вдоль Севанской офиолитовой структуры предполагается развитие эвгеосинклинального разреза (наличие граувакково-вулканогенной метаморфизованной толщи в фации зеленых сланцев и амфиболитов, выступающих в виде тектонических блоков), что следует

Условные обозначения к карте

(рис. I)

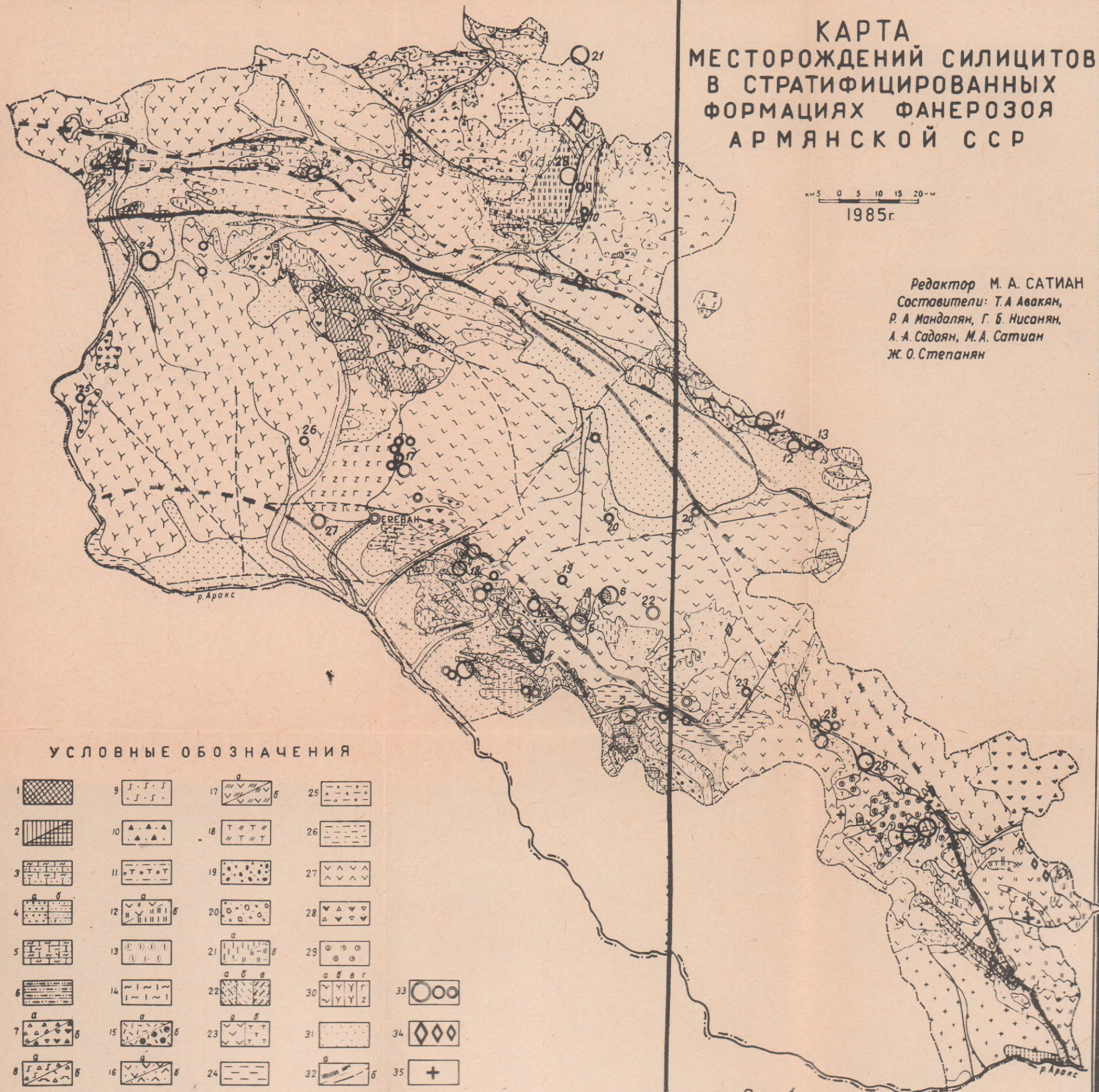
- 1-2. ДОПАЛЕЗОЙСКИЕ (позднерифейские) ФОРМАЦИИ.  
2. а) Допалеозойский ряд формаций (Байкалиды) с герцинской тектоно-магматической переработкой. б) Метаморфические породы герцинского этапа.
- 3-6. ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИЙ-ТРИАСОВЫЙ РЯД ФОРМАЦИЙ.  
3-4. Карбонатно-терригенная ( $D_3-C_1$ ). 4. а) Преобладание кварцитов. б) Преобладание кварцевых песчаников.  
5. Карбонатная ( $P - T_2(?)$ ). 6. Угленосно-терригенная ( $T_3$ ).
- 7-23. КРСКИЙ-ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ РЯД ФОРМАЦИЙ.  
7. а) Терригенно-аспидная ( $J_1$ ). б) Аспидно-вулканогенная ( $J_1$ ). 8. Эффузивно-вулканокластическая, андезито-риолитовая ( $J_1^a$ ). а) Преобладание андезитов. б) Андезиты, дациты, риолиты. 9. Вулканогенно-обломочная ( $J_1^{bt}$ ). 10. Вулканомиктовая угленосная молассоидная ( $J_1^{bt}$ ). II. Терригенно-вулканомиктовая ( $J_2^{cl}$ ). 12. а) Карбонатно-вулканогенно-обломочная ( $J_2^{cl} - K_1^{p}$ ). б) Вулканогенно-карбонатная ( $J_2^{cl} - K_1^{p}$ ). 13. Известняковая (органогенно-обломочная, оолитовая) ( $K_1^{p}$ ). 14. Известняковая (микрозернисто-шламовая, плитчатая) ( $J_2 - K_1^{p}$ ). 15. а) Осадочно-пирокластическая, флишеидная ( $K_1^{cl} - K_2^{t1}$ ). б) Пирокласто-осадочная глауконитовосная ( $K_1^{cl} - K_2^{t1}$ ). 16. Эффузивно-вулканокластическая, базальт-риолитовая ( $K_2^{t2} - K_3^{t1}$ ). а) Преобладание базальтов, андезитов. б) Преобладание дацитов, риолитов. 17. Кремнисто-эффузивная ( $K_3^{t1} - K_3^{t1}$ ). а) Чередование базальтов (спилитов), в верхах разреза андезитов и трахиандезитов, с мощными пачками радиоларитов и других силицитов, включая металлоносные разности. б) Линзы силицитов и известняков среди вулканитов. 18. Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая ( $K_3^{t1} - K_3^{t1}$ ). Базальты (спилиты) с линзами, редко пачками микритовых и органогенно-обломочных известняков, реже радиоларитов, туффов, туфов. В верхах разреза трахиандезиты, трахиты, локально развиты пиродолериты. 19. Граувакковая офиолитокластическая ( $K_3^{t2} - K_3^{t1}$ ). 20. Граувакковая сланцевокластическая и микситовая ( $K_3^{t2} - K_3^{t1}$ ). 21. Известняковая микрозернистая ( $K_3^{t2}$ ). а) с конкреционными линзами и желваками кремней. б) Пирокласто-известняковая субформация ( $K_3^{t2}$ ), содержит пачки бентонитов и цеолититов, а также окремнелых известняков. 22. Флишевая ( $K_3 - P_2$ ). а) Терригенно-калькаренитовая флишевая субформация ( $K_3 - P_1$ ). б) Карбонатно-терригенная флишеидная субформация ( $P_2 - P_3$ ). в) Карбонатно-терригенная и карбонатная, участками угленосная ( $P_2 - P_3$ ). 23. а) Эффузивно-вулканокластическая ( $P_2 - P_3$ ). б) Осадочно-пирокластическая флишеидная ( $P_2 - P_3$ ).
- 24-31. ПОЗДНЕПАЛЕОГЕНОВЫЙ-НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ОРОГЕННЫЙ РЯД ФОРМАЦИЙ.  
24. Молассовая, шпировая ( $N_3^+$ ). 25. Пестроцветная ( $N_3^{(2)} - N_4$ ). 26. Молассовая верхняя ( $N_4$ ). 27. Эффузивно-вулканокластическая молассоидная ( $N_4$ ). 28. Вулканогенно-обломочная молассоидная ( $N_{1-2}$ ). 29. Диатомитовая ( $N_2 - Q$ ).

# КАРТА МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИЛИЦИТОВ В СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ФОРМАЦИЯХ ФАНОРОЗОЯ АРМЯНСКОЙ ССР

км 5 0 5 10 15 20-м

1985г.

Редактор М. А. САТИАН  
Составители: Т. А. Авакян,  
Р. А. Мандалян, Г. Б. Нисанян,  
А. А. Садоян, М. А. Сатиан  
Ж. О. Степанян



## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

1	9	17	25
2	10	18	26
3	11	19	27
4	12	20	28
5	13	21	29
6	14	22	30
7	15	23	31
8	16	24	32
			33
			34
			35

Рис. 1

30. Наземно-вулканогенная ( $N_2^2-Q$ ). а) Андезито-базальтовая и базальт-риолитовая. б) Лавы, туфы, агломераты, андезито-дациты. в) Базальтовая толща (с долеритовыми разностями). 31. Озерные и аллювиальные отложения ( $N_5^1-Q$ ). 32. Разломы, а) Главнейшие глубинные разломы по геолого-геофизическим данным, а также линейменты-по дистанционным результатам. б) Разломы коровые, отчасти сквозькоровые. 33. Осадочные и экзогляционно-осадочные концентрации силицитов, крупные, средние, мелкие. 34. Месторождения гидротермальных силицитов, крупные, средние, мелкие. 35. Месторождения вторичных силицитов.

Примечание: мелкими крестами обозначены интрузии, без разделения по возрасту и составу.

Местоположение месторождений и проявлений по №№.

PZ - T<sub>3</sub>

1. Араратский район ( Урцское, Сарипапское, Аснийское, Армашское). 2. Эртичское. 3. Амагу-Гнишикское. 4. Советашенское. 5. Кадрлинское. 6. Аргичинское. 7. Джерманисское. 8. Шипкертское.

J<sub>3</sub>-P<sub>2</sub><sup>2-3</sup>

9. Левобережье р.Агстев. 10. Схтуротское. 11. Саринарское. 12. Гейсуинское. 13. Кясаманское. 14. Чах-Чахское. 15. Амасийское. 16. Котуцское.

P<sub>3</sub> - Q

17. Абовянский район (Базмаванское, Гехашенское, Агелское, Нурнусское, Нор-Аджинское, Арзниинское). 18. Арташатский район (Дзорахпюрское, Ераносское, Гетамское, Джрадзорское, Хндзорутское). 19. Джерманисское. 20. Мартунинский район (Дзорагхское, Цовинарское). 21. Туджурское. 22. Саалинское. 23. Гндевазское. 24. Ахурянский район ( Мармашенское, Карнутское, Мусаелянское). 25. Анийское. 26. Парпийское. 27. Паракарское. 28. Сисианский район (Акнадашское, Базарчайское, Воротанское, Борисовское, Ангехакотское, Шамское, Дарабасское). 29. Лусадзорское.

на основании сопоставления с разрезами Эрзинджана в восточной Анатолии.

Севанская офиолитовая сутура маркирует северную границу развития субплатформенных и эвгеосинклинальных разрезов. Но, безусловно, эта граница гораздо сложнее и включает промежуточную зону рифтогенеза, которая охватывает пространство на западе от Мендереса до полосы развития граувакково-вулканогенной формации на востоке, в Загросе.

Отложения карбонатно-терригенной формации широко развиты в Урцской, Кадрлинской, Советашенской, Эртичской, Амагу-Гнишикской, Аргичинской и в Шишкертской антиклинальных структурах.

С литолого-формационной точки зрения — это единая карбонатно-терригенная ассоциация, мощностью до 1,5 км, с аналогичными и близкими типами пород и в целом идентичной обстановкой накопления. Очень редко наблюдается некоторое различие в микроструктурах, гранулометрии и масштабах некоторых постседиментационных преобразований. Кроме того, в верхней части формации (верхи раннего карбона) наблюдается возрастание роли карбонатных пород.

Карбонатно-терригенная формация сложена в основном чередованием терригенных и карбонатных пород. Терригенные породы представлены в основном кварцито-песчаниками, кварцитами, мономиктовыми кварцевыми песчаниками, глинистыми и глинисто-песчанистыми сланцами. Среди известняков широким развитием пользуются органогенные, органогенно-детритовые, а также микро-мелкозернистые с прослоями оолитовых разностей.

Эти отложения образуют мощный комплекс осадочных пород, накопившийся в мелководном бассейне с нормальной соленостью. Фактами, свидетельствующими об этом, являются значительная насыщенность разреза породами, типичными для мелководных бассейнов, комплекс аутигенных минералов и состав фауны. Климат в это время был теплым, а температурный режим бассейна благоприятным для широкого развития организмов и скопления в осадках большого количества органического вещества.

Терригенно-минералогический комплекс пород данной формации характеризуется кварц-циркон-турмалин-рутил-мусковитовой ассоциацией. Основным комплексом глинистых минералов являются

каолинит, гидрослюда. Из аутигенных минералов - кальцит, гидрокислы железа, пирит, кварц, доломит, реже рутил, анатаз+брукит, турмалин и парагонит. Такой комплекс минералов указывает на то, что эти породы в значительной мере сформировались за счет переотложения продуктов додевонской или раннедевонской коры выветривания в условиях пенеппенизированной суши и интенсивной химической дифференциации. Породы этой формации содержат богатую фауну, представленную фораминиферами, брахиоподами, кораллами, водорослями, мшанками, криноидеями, пелециподами, гастроподами и остракодами.

В Анкаван-Зангезурской зоне максимальная мощность отложений карбонатно-терригенной формации, вскрытых эрозией в бассейне реки Шишкерт и в верховье р. Гюмур, достигает 300 метров. Породы этой формации по петрографо-минералогическому и фаунистическому составу аналогичны отложениям той же формации Приараксинской зоны.

Отличительной особенностью данной формации является некоторое преобладание кварцитов и более широкое развитие постседиментационных изменений, заключающихся в образовании пиррофиллита (по глинистой основе), а также доломитизация, окремнение, кальцитизация и перекристаллизация. Этими изменениями можно объяснить плохую сохранность и скудность фауны.

Карбонатно-терригенной формации Малого Кавказа соответствуют формации Гейруд и Мобарак, выделенные в Северном Иране (хр. Эльбурс), мощностью примерно 750 м, и соответствующие формации других частей Ирана.

Литологически породы упомянутых формаций Ирана представлены также чередованием известняков, песчаников, кварцитов и глинистых сланцев. Существенным отличием является развитие в некоторых зонах вулканических образований - базальтов, андезитобазальтов и их туфов. Отмечаются они в ряде разрезов Северного Ирана (Сурейханы, ущ. Сияваруд, а также в 20 км южнее г. Джульфы, в районе г. Кух-а-Карагаз).

Сопоставление фауны (кораллы, брахиоподы, фораминиферы, водоросли и т.д.) показывает, что и по видовому составу породы этих формаций весьма близки к синхронными отложениями Приараксинской и отчасти Зангезурской зон.

В Западной Турции основание карбонатно-терригенной формации отсутствует, а средняя и верхняя части соответствуют формациям Буюкнади и Бонталимани, мощностью 240 м.

Представлены они серыми рассланцованными, иногда пористыми известняками, кремнистыми сланцами и карбонатными граувакками. Эти формации перекрываются мощной (3600 м) толщей диабазовых граувакк, субграувакк, субаркозов, доломитовых известняков, глинистых сланцев и конгломератов с растительными остатками и фораминиферами, соответствующих верхам визейского яруса и среднему-позднему карбону, отсутствующим на Малом Кавказе.

Породы этих формаций по литологическому и фаунистическому составу полностью отличаются от разновозрастных отложений Малого Кавказа.

Карбонатно-терригенной формации соответствуют формации Гьмушали и Зиареттепе Центральной Турции. Мощность этих отложений около 700 м. Сложены они толсто-среднеслоистыми серыми, темно-серыми битуминозными органогенными, органогенно-детритовыми известняками, глинисто-песчанистыми сланцами, песчаниками, кварцито-песчаниками, содержащими фауну кораллов, брахиопод и криноидей.

В кровле этих формаций выделен 2-метровый слой бокситов, который занимает аналогичное Малому Кавказу стратиграфическое положение.

Формации Коругук и Андере в Южной Турции, общей мощностью 440 м, литологически представлены чередованием серых, темно-серых, органогенных, органогенно-детритовых, органогенно-обломочных, песчанистых, доломитизированных, битуминозных известняков, песчаников, кварцито-песчаников с прослоями оливково-серых сланцев и красновато-коричневых глин. В Южной Турции, как и в Западной, описаны отложения среднего и верхнего карбона, мощностью 70 м, представляемые мелко-микрозернистыми органогенно-детритовыми известняками. В кровле - трехметровый прослой красноватых известковистых конгломератов.

Некоторые данные (Зринкманн, 1976) по Восточной Турции показывают отсутствие отложений позднего девона, раннего карбона и наличие только поздней перми.

Кремнистые породы широким развитием пользуются в строении карбонатно-терригенной формации. Они образуют равномерно-слоистые пласты, хорошо выдержанные по простиранию на значительные расстояния. Реже они образуют линзовидные залежи внутри пачек глинистых и карбонатных пород. Мощность отдельных слоев колеблется от 0,2 до 7 м, изредка образуют однородные толщи (бассейн р. Аргичи), достигающие 150 м. Суммарная мощность кремнистых пород примерно 720 м, что составляет 40% от мощности формации.

Кремнистые породы представлены кварцитами, кварцевыми песчаниками и их промежуточными разновидностями, кварцито-песчаниками.

**К в а р ц и т ы .** По структурно-текстурным особенностям, а также по наличию примесей можно различить следующие разновидности: 1) белые, сахаровидные; 2) белые, светло-серые пятнистые с вкраплениями гематита и гидроксидов железа; 3) серые, темно-серые; 4) ожелезненные, бурые, желтовато-бурые. Все эти разновидности кварцитов связаны между собой постепенными переходами, нет четкой закономерности в их распределении по разрезу. Самой распространенной разновидностью кварцитов являются белые, светло-серые с вкраплениями гематита.

Эти породы характеризуются гранобластовой, гранобластово-регенерационной, конформно-регенерационной, реже инкорпорационной, стилолитовой, мозаичной структурами, массивной, слоистой, пятнистой и полосчатой текстурами.

Процессы глубинного эпигенеза наиболее существенно изменили первоначальный облик породы. В результате растворения кремнекислоты в участках стыка кварцевые зерна тесно примыкают друг к другу по плавным, часто сложно извилистым поверхностям. Сближение кварцевых зерен в результате образования структур растворения, в совокупности с заполнением регенерационным кварцем поровых пространств привело к образованию характерной кварцитовидной, конформно-регенерационной структуры. Этим обусловлен сливной характер и высокая прочность этих пород. Ниже приводится описание вышеотмеченных разновидностей кварцитов.

I. Белые, сахаровидные кварциты. По внешнему виду эти породы представляют собой средне-толстослоистые, сливные образования, окрашенные в белый, серовато-белый цвет. Излом породы неровный, зернистый. Слоистость обычно однонаправленная, в разнозернистых - косая. Гранулометрический состав (в шлифах) этих пород неоднородный. Размеры обломочных зерен варьируют от 0,1 до 0,7 мм. Широкое развитие имеют среднезернистые разновидности. Форма крупнозернистого материала преимущественно изометричная, овальная, изредка уплощенная и неровная, причудливого облика, а мелкозернистого - сглаженно-угловатая, угловатая. Структура породы гранобластовая, реже гранобластово-регенерационная. Рассматриваемые породы преимущественно (98-100%) состоят из обломочных зерен кварца. Наряду с кварцем отмечены обломки пород, мусковит и акцессорные минералы (циркон, турмалин, рутил и т.д.).

Большую часть зерен как мелких, так и средних составляют чистые, водяно-прозрачные зерна с нормальным погасанием, лишь изредка попадаются зерна со слабым волнистым угасанием и с включениями тонких игольчатых кристаллов рутила и апатита.

Данные химического анализа сахаровидных кварцитов помещены в табл. I.

II. Белые, светло-серые пятнистые кварциты с вкраплениями гематита и гидроокислов железа. Это плотные, белые, светло-серые, реже розоватые, аналогичные предыдущим, отличаются наличием вкрапленников, которые равномерно распределены в породе, а иногда образуют небольшие скопления. Породы характеризуются конформно-регенерационной, реже микростиллитовой структурами, сформированными в стадии эпигенеза в результате перестроения кремнекислоты, освободившейся при растворении зерен кварца под давлением. Сближение кварцевых зерен в результате образования структур растворения в совокупности с заполнением регенерационным кварцем поровых пространств привело к образованию характерной кварцитовидной конформно-регенерационной структуры (Копелиович, 1965). Этим обусловлен сливной и плотный облик этих пород. Регенерационный кварц очень часто отделяется от обломочных зерен каемочками, состоящими из окислов железа, оконтуривающих обломочные зерна. Иногда наблюдаются микрости-

Таблица I

## Химический состав сахаровидных кварцитов

№ обр.	1	2	3	4	5	6	7	8	
SiO <sub>2</sub>	97,40	98,01	97,80	96,30	97,84	97,60	97,80	97,95	97,587
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,23	сл.	сл.	0,18	0,26	0,27	-	0,2037
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,31	0,40	0,72	0,53	0,80	0,04	0,43	0,80	0,5037
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37	0,44	0,45	0,80	0,45	0,80	0,41	0,25	0,4962
FeO	-	0,30	0,10	0,40	0,20	0,36	-	0,28	0,2050
MnO	-	0,07	-	0,04	-	-	-	0,04	0,0187
CaO	0,70	0,69	-	0,30	-	0,89	0,70	0,77	0,5062
MgO	-	-	-	0,10	-	-	0,30	0,09	0,0612
H <sub>2</sub> O	0,05	0,10	0,05	-	0,10	-	0,05	0,05	0,0500
n.n.n.	0,05	0,20	0,15	0,40	-	0,20	0,20	0,05	0,1562
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02	-	0,05	0,04	0,05	0,02	-	0,0250
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,05	0,09	-	-	-	-	-	0,0237
K <sub>2</sub> O	0,40	0,21	0,28	0,55	0,35	0,10	0,55	0,50	0,3625
Сумма	100,04	100,72	99,64	99,47	99,96	100,30	100,73	100,78	100,2050

Примечание: Анализы выполнены в хим. лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик З.Ш.Гаспарян.  
Обр. 1,2 - Аргичинское месторождение; обр. 3,4 - Урцское месторождение; обр. 5,6 - Эрличское месторождение; обр. 7,8 - Кадрлинское месторождение.

Аналитический материал показывает, что сахаровидные кварциты из разных месторождений имеют идентичный состав. Нет резких колебаний в содержании отдельных окислов.

Из малых элементов отмечены: Mn - 0,015% (0,00042-0,03%); Ni - 0,0002 (0-0,00075); Ti - 0,45 (0,032-0,45%); V - 0,0004% (0,00056-0,001%); Cr - 0,00030 (0,00032-0,00056); Cu - 0,0009% (0,0001-0,01%); Zr - 0,0028% (0,0024-0,075); Yt - 0,002% (0,001-0,0075%); Yb - 0,00006% (0,0001-0,00032%); La - 0,008% (0,0032-0,018%); Li - 0,00012% (0,00018-0,00042).



Рис.2. Кварцит сред-  
незернистый с грано-  
бластовой структурой.  
Видны микростилолитовые швы. Ув.63, нико-  
ли +.



Рис.3. Кварцит с кон-  
формно-регенерацион-  
ной структурой. Ув.63,  
никколи +.

литовые контакты с несовершенными формами шипов и постепенные переходы от конформных структур к микростилолитовым. Породы сложены преимущественно обломочными зернами кварца, изредка присутствуют единичные зерна аксессуарных минералов и обломки пород. Форма зерен кварца в основном полуокатанная и окатанная, размеры из колеблются от 0,05 до 0,5 мм. Сложение породы неравномерноезернистое. В одних микропрослоях преобладают фракции 0,1-0,25 мм, в других - 0,2-0,4 мм.

Новообразованный кварц широко распространен в кварцитах в виде регенерационных каемок, нарастающих на обломочные зерна кварца и агрегатных выполнений пор. Толщина каемок колеблется от тысячных долей до 0,1 мм. Новообразованные кварцевые оболочки развиваются вокруг большинства зерен, однако толщина их неодинакова и нарастают они на зерна не всегда со всех сторон, а некоторые зерна вовсе не регенерированы. Нередко встречаются

Химический состав белых и светло-серых  
пятнистых кварцитов

№ Обр. Окси- ды										
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	93,90	96,55	92,40	93,53	94,04	93,57	94,53	92,02	93,80	92,10
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,33	0,22	0,69	0,37	-	0,69	1,86	0,78	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	0,15	0,37	2,29	1,81	0,85	2,00	1,84	1,61	0,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,64	2,20	1,45	2,0	1,64	2,50	2,00	2,23	2,14	2,44
FeO	-	-	-	0,60	0,20	0,22	0,29	0,28	0,40	1,12
MnO	-	0,07	0,04	-	-	-	-	-	-	0,04
CaO	2,56	0,70	1,61	0,50	0,37	1,50	0,50	0,88	0,78	1,83
MgO	0,53	0,38	0,99	0,30	-	-	0,30	0,47	0,40	0,43
H <sub>2</sub> O	0,10	0,05	0,10	0,10	0,12	-	-	0,02	0,02	0,10
н.н.н	0,40	0,15	1,95	0,15	0,40	1,42	0,15	0,60	0,58	1,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0,02	-	-	-	0,02	0,06	0,02	0,02
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	0,07	0,24	-	-	0,05	0,03	-
K <sub>2</sub> O	0,30	0,22	0,56	0,50	0,75	0,27	0,20	0,33	0,28	0,50
Сумма	100,36	100,80	99,71	100,73	99,94	100,33	100,68	100,64	100,84	100,69

Примечание: 1,2,3 - Аргичинское месторождение, 4,5 - Эртичское месторождение, 6,7 - Урцское месторождение, 8,9 - Советашенское месторождение, 10 - Кадрлинское месторождение.

Содержание малых элементов в них следующее: Mn - 0,012% (0,0015-0,049%); Ni - 0,0003% (0,0001-0,00094%); Co - 0,0001% (0,00002 - 0,00037%); Ti - 0,32% (0,1-1%); V - 0,001% (0,00052-0,0015%); Cr - 0,0017% (0,00049-0,0037%); Cu - 0,0002% (0,0001-0,00032%); Pb - 0,00009% (0,000018-0,00028%); Zr - 0,06% (0,0075-0,1%); Zn - 0,003% (0-0,0075%); Ga - 0,0003% (0,0001-0,001%); Yt - 0,0014% (0,00028-0,0033%); Yb - 0,0004% (0,0001-0,00075%); La - 0,0065% (0,0015-0,021%); Ce - 0,015% (0,0019-0,037%).



зерна, которые с одной стороны регенерированы, а с другой — корродированы. Каемки лишены включений, изредка они переполнены тончайшими глинистыми и железистыми продуктами. Внутренний контур иногда четко очерчивается гидроокислами железа и пелитовыми частицами, а иногда их совершенно не видно и каемка сливается в единое целое, приобретая оптическую ориентировку обломочного зерна.

Ш. Серые, темно-серые кварциты характеризуются менее сливным сложением, неровно матовым изломом. Они мелко-среднезернистые. Структура породы гранобластовая, конформно-регенерационная. В точках соприкосновения зерна кварца нередко обнаруживают признаки растворения с развитием конформных структур. Наряду с растворением развиты явления регенерации обломочных зерен, которые проявляются в виде узких прерывистых каемок. Часто обломочные контуры слабо заметны. С крупными зернами алевритовые зерна образуют конформные структуры, а нередко инкорпорируют их. Особенно интенсивно инкорпорируются мелкопесчаными зернами обломки кремнистых пород, которые как бы цементируют кварцевые зерна. Как и в вышеотмеченных разновидностях, в них содержания кварца колеблются от 95 до 100%, а количество  $Si_2O$  варьирует от 94 до 97% (табл. 3). Кроме кварца в них присутствуют чешуйки мусковита, обломки пород (кремнистых, интрузивных), а также зерна устойчивых минералов — циркона, турмалина, рутила и единичные зерна рудных минералов. Форма зерен в основном окатанная, полуокатанная, реже встречаются окатанно-угловатые среди зерен мелкопесчаной и алевритовой размерности. Зерна кварца, составляющие основной костяк породы, чисты и прозрачны, с нормальным угасанием, изредка с волнистым. В некоторых зернах кварца отмечаются включения газовых пузырьков, очень редко отмечены зерна с обильными включениями мелкочешуйчатого слюдистого вещества.

IV. Ожелезненные кварциты. Среди этих кварцитов выделяются: а) ожелезненные, со слюдой (мусковитом), имеют подосчатую текстуру, обусловленную зональным расположением слюды и окислов железа; б) ожелезненные, без слюды, в которых окислы железа обволакивают обломочные зерна кварца, образуя как бы сплошной цемент.

Описываемые породы характеризуются красновато-бурой и бу-

## Химический состав серых, темно-серых кварцитов

№ обр. ОКИС- ДЫ	10	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	95,70	97,33	97,10	96,04	95,10	94,60	95,00	96,55
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,60	0,83	0,49	0,58	0,55	0,53	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,72	0,50	0,90	0,91	1,72	2,10	1,82	0,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	1,20	1,00	1,35	1,80	1,00	1,20	0,90
FeO	-	0,40	0,45	0,73	-	0,50	0,70	0,30
CaO	1,47	сл.	0,20	0,50	0,40	0,66	0,60	0,50
MgO	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,16	сл.	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,10	0,08	0,07	0,20	0,05	0,04	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	0,02	0,07	-
K <sub>2</sub> O	0,20	-	-	0,30	0,15	0,50	0,50	-
Сумма	99,42	100,13	100,56	100,39	99,95	100,14	100,46	99,70

Примечание: Анализ выполнен в хим. лаборатории ИГН АН АрмССР.  
Аналитик В.Н.Гаспарян.

Обр. 10 - с.Советшен; обр. 12, 13 - басс. реки Аргичи,  
обр. 14, 15 - с.Эртич; обр. 16, 17, 18 - Урцская антикли-  
наль.

Содержание редких элементов по спектральным анализам (100 обр.)  
следующее: Mn - 0,014% (0,002-0,04%); Ni - 0,00027% (0,0001-  
-0,00075%); Ti - 0,40% (0,028-0,75%); V - 0,006% (0,00045 -  
0,003%); Cr - 0,0004 (0,0004-0,00056%); Ca - 0,0001% (0,0001-  
-0,0075%); Sr - 0,0024% (0,0024-0,056%); Yt - 0,002% (0,001-  
-0,0075%); Yb - 0,00006 (0,0001-0,00032%); La - 0,008%  
(0,0032-0,018%); Li - 0,00012% (0,00018-0,00042%).

рой неравномерной окраской, прочностью и сливным обликом. Отличительной чертой является неравномерное мелко-среднезернистое сложение, с незначительной примесью крупнозернистого материала, которая приурочена к отдельным прослоям косослоистых кварцитов.

По минеральному составу рассматриваемые породы близки к вышеописанным, а отличаются наличием железистого цемента. Важно отметить, что окислы железа первоначально, по-видимому, равномерно рассеянные в породе, в процессе эпигенеза перераспределены. Они заполняют поры или образуют железные оболочки. Характерной особенностью этих пород является наличие железистых каемок, вокруг почти всех обломочных зерен кварца. Благодаря этому первичные контуры зерен отчетливо видны. Форма обломочных зерен кварца окатанная, полукатанная, изредка окатанно-угловатая. Большой частью зерна водяно-прозрачные изредка со слабо волнистым угасанием. Нередко зерна кварца переполнены мельчайшими включениями окислов железа и мусковита, а редко попадаются зерна с включениями рутила, а также пузырьков газа вдоль залеченных трещинок. Химический состав приводится в табл.4.

Таблица 4

Химический состав ожелезненных кварцитов

№ обр.	20	2I	35	36	4I	42	IO	II
SiO <sub>2</sub>	96,0I	95,30	93,10	94,20	92,10	92,25	88,24	88,09
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,78	0,56	0,72	0,48	0,80	0,83	1,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	0,50	1,60	0,80	1,20	1,00	3,26	3,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,44	1,62	2,30	1,70	3,10	4,10	5,44	5,93
FeO	1,30	1,00	0,80	0,90	0,32	0,50	0,28	0,28
MnO	-	-	0,12	0,12	0,07	0,04	0,02	0,12
CaO	0,82	0,70	0,68	0,91	0,85	0,60	0,91	0,77
MgO	-	-	0,20	-	0,20	сл.	0,25	0,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,04	0,05	0,07	0,05	-	0,04	0,04
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,03	0,04	0,05	0,08	-	0,07	0,05
K <sub>2</sub> O	0,21	0,30	0,16	0,90	0,62	0,40	1,00	0,75
Сумма	100,87	100,27	99,61	100,37	99,07	99,69	100,34	100,68

Примечание: 20,2I - Аргичинское, 35,36 - Урцское, 4I,42 - Эртцское, IO,II - Советашенское месторождения.

Спектральными анализами (60 проб) обнаружено: Mn - 0,0I2% (0,00I5-0,049%); Ni - 0,0003% (0,000I-0,00094%); Co - 0,0000I (0,00002-0,000037%); Ti - 0,32% (0,I-I,0%); V - 0,0I% (0,00052-0,00I50); Cr - 0,00I7% (0,00049-0,0037%); Cu - 0,0002% (0,000I-0,00032%); Pb - 0,00009% (0,0000I8-0,00028%); Zr - 0,06% (0,0075-0,I%); Zn - 0,003% (0-0,0075%); Ga - 0,0003% (0,000I-0,00I%); Yt - 0,004% (0,00028-0,0033); Yb - 0,0004% (0,000I-0,00075%); La - 0,0065% (0,00I5-0,02I%); Ce - 0,0I5% (0,00I9-0,037%).



Рис.4. Кварцит конформно-регенерационной структуры, с длинными, вогнуто-выпуклыми контактами. Видна зона интенсивной микростилитизации. Ув.63, николи +.

**Кварцито-песчаники** широко развиты в данной формации, хотя и несколько менее кварцитов. Они образуют прослои обычно небольшой мощности - от нескольких сантиметров до 0,5 м среди кварцитов и песчаников и постепенными переходами связаны с ними. Кварцито-песчаники белые, серые, желтовато-серые, мелко-среднезернистые с менее отчетливо выраженным сливным сложением. Они сложены из обломочных зерен кварца с небольшой примесью (0-5%) обломков пород, полевых шпатов, мусковита и единичных зерен устойчивых тяжелых минералов. Содержание цемента низкое (0-5%), чаще цемента нет и лишь изредка достигает 10%, представлен глинисто-слюдистым, глинисто-кремнистым и железистым материалом. Структура цемента - контактово-пленочная, реже порово-пленочная. Вокруг некоторых зерен, обычно регенерированных, сохранилась отчетливая, очень тонкая



Рис. 5. Кварцито-песчаник мелкозернистый с конформно-регенерационной структурой.  
Ув. 63, николи + .

оболочке окислов железа, что позволяет судить об их форме. Обломочные зерна окатаны, полуокатаны, реже отмечены неправильные формы. Контакты зерен вогнуто-выпуклые, длинные, чаще встречаются микрестидолиты. Между зернами кварца, контактирующими по конформным структурам растворения или же через регенерационную кайму, нередко возникают своеобразные бластические зубчатые и заливообразные контакты. Изредка между зернами образуется зона, представляющая собой мозаичный агрегат мелких (0,01 - 0,07 мм) новообразованных, разноориентированных зерен кварца. Внутренняя структура кварца чаще всего остается неизменной. В ряде зерен кварца появляется слабо волнистое угасание.

По данным силикатного (20 проб) анализа, среднее содержание основных окислов следующее:  $SiO_2$  - 90%;  $Al_2O_3$  - 2,90%;  $Fe_2O_3 + FeO$  - 3,20%; содержание остальных компонентов не превышает 1%.

Количественное содержание малых элементов имеет такой же предел колебаний, как и в кварцитах.

Кварцевые песчаники - плотные, серые, темно-серые, желтовато-серые, средне-тонкослоистые. В некоторых разновидностях наряду с горизонтальной слоистостью развита грубая косая слоистость.

Нередко по простиранию они замещаются кварцито-песчаниками, кварцитами. Мощность отдельных слоев колеблется от 0,5 до 2 м, достигая редко 5 м.

Выделяются две главные структурные разности: средне- и мел-

козернистые<sup>X/</sup>. Грубозернистые разности играют подчиненную роль. Большее развитие имеют среднезернистые разности. Размеры обломочного материала в наиболее распространенных среднезернистых песчаниках колеблются от 0,2 до 0,4 мм, но среди них выделяются более крупные обломки, причем некоторые из них в поперечнике имеют размер до 0,8 мм.

Средний гранулометрический состав по всем произведенным подсчетам оказался следующим: фракции 0,01-0,1 - 12%, 0,1-0,25 - 21%, 0,25-0,5 - 52%, 0,5 - 15%, а для мелкозернистых: 0,01-0,1 - 28%, 0,1-0,25 - 45%, 0,25-0,5 - 19%, > 0,5 - 8%. Если по структуре терригенного материала песчаники довольно однообразны, то по составу цемента они распадаются на 6 типов: с карбонатным, кремнистым, глинисто-слистистым, глинисто-железистым, доломитово-кальцитовым и фосфатным цементом, причем песчаники с фосфатной матрицей показательны только для нижней части разреза карбонатно-терригенной формации. Все эти разновидности связаны взаимопереходами, но среди них преобладают песчаники с известковистым, кремнистым и глинисто-карбонатным цементом.

Песчаники с известковистым цементом имеют широкое развитие и встречаются по всему разрезу обеих формаций. Цемент в них образован микрозернистым и мелкозернистым, иногда перекристаллизованным крупнокристаллическим кальцитом (пойкилитовая структура). Чаще цемент смешанный, базальный, контактово-поровый, пленочный. Породы неодинаково насыщены органическими остатками. Здесь встречаются остатки фораминифер, водорослей, брахиопод, мшанок, кораллов, криноидей и др.

Кварцевые песчаники, как показывает название, состоят преимущественно из угловато-окатанных и окатанных зерен кварца. Одни зерна содержат многочисленные непрозрачные включения и поэтому совсем непрозрачны или полупрозрачны. В других различаются игольчатые и изометрические включения рутила, циркона, турмалина и некоторых других трудноопределимых минералов, но больше всего распространены бесцветные зерна, не содержащие включений. Обломочные зерна обычно разобщены, местами они тесно

X/ Гранулометрический состав песчаников изучен при помощи интеграционного столика Андина.

сгруппированы и в таких участках обнаруживают признаки конформного растворения и регенерации, приводящих к возникновению кварцитовидных агрегатов.

Полевые шпаты, которые составляют незначительную примесь (до 1%), представлены примерно неодинаковым количеством калиевых и натриево-калиевых разновидностей. Многие зерна полевых шпатов нацело переродились в агрегат глинистых частиц и серицит. Однако наряду с выветрелыми зернами встречаются свежие зерна кислых полисинтетически сдвойникованных плагиоклазов и зерна калиевых полевых шпатов (микроклин).

Небольшая часть обломочного материала (3%) приходится на долю обломков, слюдястых сланцев, кварцитов, известняков и, реже, кислых интрузивных пород. Среди акцессорных терригенных минералов встречаются циркон, турмалин, рутил, мусковит и др., форма их зерен преимущественно окатанная. Аутигенные минералы представлены кальцитом, гидроокислами железа, кварцем, рутилом, анатазом, реже доломитом.

Таблица 5

Химический состав кварцевых песчаников

№ обр. Хим. состав	1	2	3	4	5
$SiO_2$	52,93	55,30	53,63	63,28	68,32
$TiO_2$	0,43	0,48	0,60	0,52	0,43
$Al_2O_3$	4,74	4,17	3,98	4,03	5,12
$Fe_2O_3$	5,72	4,63	4,02	1,46	2,33
FeO	не обн.	0,57	-	1,70	-
MnO	не обн.	0,11	-	0,04	-
CaO	18,15	18,86	20,10	17,08	17,12
MgO	1,77	0,50	0,90	0,70	0,20
Влага	0,12	0,09	-	0,06	-
п. п. п.	не обн.	не обн.	-	-	-
$P_2O_5$	0,13	0,06	0,04	0,08	0,04
$CO_2$	15,46	14,73	16,13	10,73	5,12
$Na_2O$	0,11	0,13	0,22	0,17	0,20
$K_2O$	1,20	0,75	0,81	0,67	1,0
	100,76	100,38	100,43	100,52	99,88

Примечание: обр. I - с. Советашен, 2 - с. Кадрлу, 3 - хр. Урц,  
4 - с. Эртич, 5 - басс. р. Аргичи.

Спектральными анализами (30) в кварцевых песчаниках установлены следующие малые элементы:  $Mn$  - 0,015% (0,001-0,053%);  $Ni$  - 0,0003% (0-0,00042%);  $Ti$  - 0,35% (0,01-I%);  $V$  - 0,001% (0,00052-0,002%);  $Cr$  - 0,0001% (0,00007-0,00028%);  $Cu$  - 0,0005% (0,00005-0,00075%);  $Zr$  - 0,003% (0,0015-0,045%);  $Yt$  - 0,001 (0,00028-0,003%);  $La$  - 0,005% (0,00075-0,0186);  $Li$  - 0,0012% (0,00018-0,00042%).

Таким образом, спектральными анализами выявлена весьма определенная и постоянная ассоциация малых элементов в кремневых породах карбонатно-терригенной формации.

Аллотигенная часть легкой фракции кремнистых пород полностью представлена обломочным кварцем. Содержание калиевых полевых шпатов, плагиоклазов, мусковита и обломков пород колеблется от единичных зерен до 5%.

Тяжелые минералы составляют от всей породы лишь десятые или сотые доли процента: выходы, превышающие 1%, всегда ассоциируются с повышенным содержанием аутигенных минералов. Из тяжелых аллотигенных минералов постоянно присутствуют циркон, турмалин, рутил, анатаз, брукит, ильменит. Из аутигенных минералов - кварц, кальцит, пирит, гидроокислы железа, лейкоксен, рутил, анатаз + брукит. Новообразованные зерна рутила, анатаза и брукита известны в разрезах бассейна р. Аргичи. Характерно, что наличие этих минералов сопровождается заметным увеличением процентного содержания тяжелой фракции. По форме среди новообразований рутила можно выделить: а) столбовидные наросты, увенчанные пирамидальными гранями; б) кристаллы пластинчатой формы с искривленными верхушками; в) зерна причудливых очертаний. Размеры кристаллов по длине колеблются от 0,04 до 0,3 мм, при ширине от 0,04 до 0,2 мм. Оптические свойства рутила обычные.

Новообразованные кристаллы анатаза и брукита в пределах изученного разреза имеют более ограниченное распространение. По форме выделяются два типа: 1) идеально ограниченные кристаллы бипирамидального габитуса, с характерной штриховкой на гранях, с алмазным блеском, индигово-синего цвета; 2) кристал-

лы прямоугольного очертания. Среди них различаются кристаллы, у которых одна из граней прямоугольника имеет несимметричное развитие, а также наросты с прямоугольными очертаниями, которые нарушают обычную форму и придают кристаллу иной облик. Размеры кристаллов колеблются от 0,01 до 0,05 мм, иногда достигают 0,2 мм в поперечнике. Формирование новообразований рутила, анатаза и брукита, по всей вероятности, происходило за счет растворения и последующей перекристаллизации ильменита. Беневский С.И. (1968) указывает, что при разложении ильменита образуются рутил и лейкоксен. При участии воды образуется гидрат двуокиси титана - лейкоксен, который в дальнейшем, в процессе перекристаллизации и дегидратации переходит сначала в анатаз, а затем в рутил или же непосредственно в рутил. По мнению Коссовской А.Г. и Шутова В.Д. (1956), из лейкоксена возникают не только анатаз, рутил, но также и брукит.

В заключение подчеркнем, что наблюдения в шлифах и препаратах, анализ фактического материала позволяют прийти к выводу, что все эти преобразования совершились без привноса и выноса компонентов: исходный материал был заключен в самой породе и его превращение из одних минералогических форм в другие вызвано процессами эпигенеза и раннего метатенеза.

Бедный и устойчивый комплекс породообразующих компонентов, представленных кварцем, обломками пород, мусковитом, с набором устойчивых аксессуаров (циркон, турмалин, рутил) указывает на существование источников питания, сложенных зрелой земной корой континентального типа, основными компонентами которой были осадочные, кислые магматические и метаморфические комплексы.

#### Краткая стратиграфо-литологическая характеристика месторождений силицитов

Известны многочисленные месторождения верхнепалеозойских силицитов, но разведаны и подсчитаны запасы трех месторождений: Эртицкого, Урцкого и Арагатского.

Эртицкое месторождение расположено в 5 км от районного центра Ехегнадзор и в 40 км от ж.д.станции Ерасх. В тектоническом отношении оно расположено на юго-восточном крыле Эртицкой антиклинальной структуры, сложенной в основном позднедевонскими отложениями.

Обобщенный стратиграфический разрез с указанием возрастного положения кварцитов в Эртичской антиклинали представляется в следующем виде: I) Чраханинская свита (раннефранский подъярус) является самым древним стратиграфическим членом, обнажающимся в пределах этой структуры. Она представлена в нижней половине глинистыми, глинисто-песчанистыми сланцами с отдельными пачками органогенно-детритовых известняков. Верхняя часть представлена чередованием кварцитов, песчаников, глинистых сланцев с редкими прослоями органогенных, органогенно-детритовых известняков. В основании залегают пласты кварцитов мощностью

15 м, они трещиноватые, слабо ожелезненные, мелко-среднезернистые. Мощность 200 м.

2. Богарсыхская свита (верхнефранский подъярус) согласно залегает на чраханинской, представлена толщей кварцитов, кварцито-песчаников, песчаников и глинистых сланцев. В основании свиты залегает (30 м) пачка серых, частично ожелезненных кварцитов. В кровле свиты мощная (55 м), перемежающаяся с глинистыми сланцами пачка кварцитов, среди которых встречаются отдельные (13-15 м) пласты слабо ожелезненных сахаровидных кварцитов. Указанный пласт разведывался в 1952 г. (Мелкумян, 1952), выделен как I-ый пласт. Остальные пласты не разведывались. I-ый пласт расположен у устья р. Эртич, юго-восточнее развалин селения. Пласт протягивается ~400 м, аз. падения  $KB\ 100-120^{\circ}$ ,  $20-30^{\circ}$ . Северо-восточная оконечность пласта уходит под аллювиальные отложения р. Арпа, а юго-западная - трансгрессивно перекрывается отложениями даний-палеоценового возраста.

По гранулометрическому составу среди кварцитов выделены крупнозернистые, среднезернистые и неравномернозернистые. Кроме сахаровидных встречены трещиноватые, ожелезненные разности.

Вмещающими породами являются глинистые породы, которые висячем боку представлены черными разновидностями, а в лежащем боку - темно-серыми, слюдястыми. Мощность - 180 м.

Средний химический состав кварцитов I-го пласта (II4 проб), отобранных при разведке, следующий:  $SiO_2$  - 92,79%;  $Fe_2O_3$  - 2,05%;  $Al_2O_3$  - 2,48%;  $TiO_2$  - 0,48%;  $CaO$  - 0,67%;  $MgO$  - следы.

3. Нораванкская свита (раннефаменский подъярус) в основании сложена известняками и кварцевыми песчаниками, а в верхней

части - мощной пачкой кварцитов с прослоями глинистых сланцев. Общая мощность 52 м. Среди них выделена пачка сахаровидных кварцитов мощностью 19 м. Этот пласт находится в 150 м КВ I-го пласта, протяженность его 450 м. Кварциты II пласта в нижней части ожелезнены сильно, а в верхней части - слабее. Вмещающие породы - глинистые сланцы, которые в лежащем боку слабо пиритизированы, а в висячем - они слюдястые. По гранулометрическому, петрографическому и минералогическому составу кварциты аналогичны I пласту. Из II-го пласта отобраны 122 пробы со следующим химическим (средним) составом:  $\text{SiO}_2$  - 90,25%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 2,25%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 3,03%;  $\text{TiO}_2$  - 0,20%;  $\text{CaO}$  - 0,94%. Мощность 97 м.

4. Эртичская свита (верхи раннефаменского подъяруса) представлена чередованием известняков, кварцитов, кварцито-песчаников и глинистых сланцев. В средней части свиты известняки отсутствуют и кварциты, кварцито-песчаники приобретают доминирующее значение. Здесь при разработке месторождения выделен III пласт. Мощность его ~17 м, обнажается в ущелье Зайлич, восточнее ущ. р. Эртич, на расстоянии ~450 м от его устья. Пласт протягивается примерно на 450-500 м (аз. падения  $140^\circ$ ,  $\angle$  20-25°). В юго-западном направлении пласт перекрывается отложениями даний-палеоценового возраста, а в северо-восточном уходит под аллювиальные отложения р. Арпа. Вмещающими породами являются глинистые сланцы. Кварциты этого пласта представлены мелкозернистыми разностями, слабо ожелезненными. К юго-востоку кварциты приобретают сахаровидный облик. Мощность 147 м.

Из этого пласта отобраны пробы (109), средний химический состав которых следующий:  $\text{SiO}_2$  - 95,34%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 2,63%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 0,84%;  $\text{TiO}_2$  - 0,36%;  $\text{CaO}$  - 1,34%;  $\text{MgO}$  - 0,43%.

5. Кадрлинская свита (низы верхнефаменского подъяруса) - это чередование кварцитов, кварцито-песчаников, глинистых сланцев и известняков. В основании свиты преобладают кварциты и глинистые сланцы, а в кровле - органогенные и органогенно-детритовые известняки. Среди кварцитов выделен IV пласт мощностью 15 м. Он находится на расстоянии 200-250 м юго-восточнее III пласта. Протягивается в СВ направлении на 450-500 м.

Вмещающими породами лежащего бока являются темно-серые органогенно-детритовые известняки, висячего - глинистые сланцы.

Мощность 145 м.

Из пласта отобраны 28 проб, средний химический состав которых следующий:  $\text{SiO}_2$  - 94,40%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 3,8%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 0,9%;  $\text{TiO}_2$  - 0,1%;  $\text{CaO}$  - 0,3%;  $\text{MgO}$  - 0,2%.

6. Шамамидзорская свита (верхи верхнефаменского подъяруса). Значительная часть этой свиты размыта пермской трансгрессией и на ее различных горизонтах трансгрессивно, с угловым и азимутальным несогласием, без базальных конгломератов залегают нижнепермские известняки, которые в свою очередь перекрываются отложениями дания-палеоцена.

Нижняя часть этой свиты представлена известняками, а верхняя - перемежающейся пачкой ожелезненных кварцитов, кварцито-песчаников, песчаников, глинистых сланцев, с прослоями известняков. Эти кварциты не представляют промышленного интереса. Мощность 85 м.

Кроме описанных 4-х пластов, которые опробованы и разведаны, имеются также и другие маломощные пласты кварцитов, которые в случае необходимости могут быть разведаны.

В 1964 г. в результате проведенных поисковых работ на южном склоне Урцкого хребта был выявлен участок кварцитов, где были прослежены и оконтурированы 8 кварцитовых пластов.

В 1965-1967 гг. на месторождении были произведены (Шалдзян, Бозоян, 1968) работы с подсчетом запасов. Геологические запасы на месторождении составляли 7,5 млн. тонн.

Кварциты здесь образуют равномерно-слоистые пласты, хорошо выдержанные по простиранию и по составу. Мощность отдельных пластов колеблется от I до 30 м, а иногда достигает 40 м, протяженность - 1,5 км. Пласты имеют северо-западное простирание, а на месте общего погружения складок периклинально загибаются. Углы падения в различных частях складок различны от 20 до 90°.

Геологоразведочные работы были сосредоточены в основном на юго-восточном продолжении пластов I, II, III, IV, V, VI, в которых преобладают сахаровидные, слабо ожелезненные рваности.

П пласт расположен в восточной части участка. Мощность его 25-30 м, протягивается на 400-450 м. Кварциты серые, светло-серые, мелко-среднезернистые. Вмещающими породами являются глинистые сланцы. Химический состав (средневзвешенный) таков:

$\text{SiO}_2$  - 92,56%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 8,29%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 2,94%;  $\text{CaO}$  - 0,94%;

MgO - 0,29%.

III пласт находится в 150 м северо-западнее фермы Зовашенского совхоза, в 200 м восточнее II пласта. Мощность 25-30 м. Протягивается в северо-восточном направлении примерно на 800 м. Кварциты этого пласта представлены белыми, светло-серыми разностями. В лежащем боку кварциты трещиноватые, слабо ожелезненные, с глубиной ожелезненность уменьшается. Висячий бок - это белые, сахаровидные, по трещинам ожелезненные кварциты. Мощность 10 м. Вмещающими породами являются темно-серые, черные глинистые сланцы. Средневзвешенный химический состав кварцитов III пласта следующий:  $SiO_2$  - 94,31%;  $Fe_2O_3$  - 1,43%;  $Al_2O_3$  - 1,85%; CaO - 0,68%; MgO - 0,33%.

IV пласт находится северо-восточнее III пласта на расстоянии 150-200 м. Мощность пласта 30-40 м, прослеживается на 700 м. Лежащий бок мощностью 15 м представлен серовато-желтыми, реже розоватыми разностями с вкрапленниками гидроокислов железа, а висячий бок мощностью 20-25 м - серовато-белыми трещиноватыми разностями. Химический состав следующий:  $SiO_2$  - 94,65%;  $Fe_2O_3$  - 1,63%;  $Al_2O_3$  - 2,0%; CaO - 0,76%; MgO - 0,17%.

V пласт находится северо-восточнее IV пласта. Мощность 10-15 м. Представлен белыми, серовато-желтыми разностями с вкрапленниками гидроокислов железа. Пласт перекрывается глинистыми сланцами и кварцитами. Средневзвешенное содержание следующее:  $SiO_2$  - 93,85%;  $Fe_2O_3$  - 2,18%;  $Al_2O_3$  - 2,02%; CaO - 0,80%; MgO - 0,17%.

VI пласт находится северо-восточнее V пласта. Мощность 10 м, По условиям залегания, качеству кварциты аналогичны V пласту. Из-за малой мощности практического интереса не представляет.

По своему геологическому положению, условиям образования, минеральному и химическому составам кварциты весьма сходны. Проведенные исследования, однако, показали, что среди них выделяется так называемый "сахаровидный" тип, который отличается наибольшей чистотой и однородностью состава и представляет большой практический интерес. Этот тип кварцитов имеет широкое развитие на Аргичинском, Эртицком и Урцком месторождениях, где геологические запасы их неисчерпаемы. Они легко поддаются технологической обработке и дезинтеграции, превращаясь в чистый кварце-

вый песок. Другие типы кварцитов также могут быть использованы, особенно если учесть, что в пределах Закавказья нет крупных месторождений кварцевого песка.

Кварциты широко применяются в различных отраслях промышленности. Они используются в качестве сырья для производства диасовых огнеупоров, как флюс при выплавке медных руд в конверторных печах. Широко используются в стекольной и химической промышленности.

Важной проблемой в химической технологии является проблема создания особо чистых веществ и неорганических сорбентов на основе природных материалов. Ереванское отделение Всесоюзного института химических реактивов из особо чистых веществ разрабатывает технологию и опытное производство диоксида кремния и других подобных соединений. Основой для их получения могут быть кварциты и другие виды природного сырья. Кварциты применяются как абразивный и строительный материал. Кварцевые песчаники, кварцито-песчаники, которые содержат примесь карбоната кальция, реже магния в виде цемента, применяются для изготовления стекла, где примесь образует как бы естественную шихту (Аракелян и др., 1966).

Химико-технологические исследования, проведенные в научно-исследовательском институте химии АН АрмССР, показали, что кварциты могут служить сырьем для варки полубелой стеклотары, применяемой в пищевой промышленности.

Заводские испытания, проведенные на Алавердском медно-химическом комбинате, с целью использования их в качестве флюса, показали эффективность в конверторных печах.

### К а р б о н а т н а я   ф о р м а ц и я

Карбонатная формация характеризует этап стабилизации условий осадконакопления, который продолжался от ранней перми до среднего(?) триаса.

Повсеместно накапливались битуминозные карбонатные породы, среди которых очень широко представлены различные типы органогенных, органогенно-детритовых, в меньшем количестве хемогенных известняков мощностью до 1300 м. Эти известняки содержат желва-

ки и стяжения кремней, а также линзы битуминозных сланцев.

По составу кластических минералов (кварц, пироксены, амфиболы, циркон) можно думать, что размыву подвергались преимущественно метаморфические породы, в меньшей степени интрузивные, эффузивные и осадочные породы нижнего палеозоя. Эта формация характеризуется богатым комплексом фораминифер, мшанок, кораллов, головоногих, брахиопод, водорослей, криноидей.

В Зангезурской приразломной зоне карбонатная формация представлена только ее средней частью (верхняя пермь) мощностью от 16 до 500 м. Литологически толща представлена битуминозными органогенными, органогенно-детритовыми, кристаллозернистыми, перекристаллизованными известняками с фауной фораминифер, кораллов, водорослей, мшанок, криноидей и брахиопод.

Карбонатной формации соответствуют формации Доруд, Рутей и Несен мощностью 700 м, выделенные в Северном Иране, и формации Сардар и Джилал района хр. Шотори и города Табаз, мощностью примерно 1100 м. Во всех пунктах формация Несен согласно перекрывают породы формации Рутей, за исключением долины р. Чабус, где между этими формациями залегают андезиты, агломераты и туфы.

Литологически они представлены серыми, темно-серыми, черными, тонко-среднеслоистыми, органогенными, органогенно-детритовыми, микрозернистыми известняками, которые в основании переслаиваются с песчаниками, кварцитами, черными глинистыми сланцами, конгломератами, а в районе сел. Тилабад — с маломощными туфами и сильно хлоритизированными базальтами. В верхней части известняки содержат черные кремнистые стяжения и линзы углей.

Породы вышеуказанных формаций по литологическому и фаунистическому составу сходны. Отличие же заключается в том, что в основании иранских формаций присутствуют пласты песчаников, кварцитов, глинистых сланцев, конгломератов, туфов, хлоритизированных базальтов, которые на Малом Кавказе отсутствуют. Карбонатной формации соответствуют зоны *Pseudofusulina* и *Polydictyodina*, выделенные в Западной Турции. Они сложены мощной толщей органогенных, органогенно-детритовых известняков с фауной кораллов, брахиопод, фораминифер, водорослей и криноидей.

Отложения обеих зон по литологическому и фаунистическому составу аналогичны породам карбонатной формации Малого Кавказа.

Формация Киртилдаги, выделенная в южной Турции, соответствует основанию карбонатной формации, мощностью 250 м. Литологически представлена серыми, темно-серыми, слоистыми, доломитизированными известняками, содержащими фораминиферы с прослоями кварцито-песчаников.

Литологический и палеонтологический состав этой формации идентичен основанию карбонатной формации. В отличие от малокавказской формации в турецкой имеются прослои кварцито-песчаников и другие группы фауны.

Данные по восточной Турции (Brinkmann, 1976) показывают отсутствие отложений позднего девона, раннего карбона, наличие поздней перми, представленной чередованием известняков, мергелей, песчаников, с редкими прослоями углей. Известняки содержат ископаемые водоросли и фораминиферы. Эти отложения несогласно залегают на 80-метровой толще озерных отложений с прослоями лигнитов, в которых найдена микрофауна среднего карбона. Отложения поздней перми с базальными конгломератами в основании перекрываются отложениями раннего триаса.

Для пород карбонатной формации ( $P_1 - T_2$ ) показательны процессы окремнения. Они сопровождаются образованием главным образом желваков, стяжений, идиоморфных кристаллов (в трещинах, полостях), изредка - меломощных прослоев (до 10 см), местами образующих раздувы. Локализованы они в позднепермских (хачикский ярус) битуминозных органогенных, органогенно-детритовых известняках.

Макроскопически это плотные, темно-серые, черные (как вмещающие породы), округлые, эллипсоидальные, неправильные, реже амбовидные образования.

Микроскопическое изучение в шлифах показывает, что порода имеет микро-мелкозернистую, реликтово-органогенную структуру, сложенную из агрегата мельчайших зерен кварца (90%), известкового материала, представленного спикулами губок, фораминиферами(?), криноидеями с мелкорассеянным темным органическим веществом. В некоторых шлифах установлены мелкие (0,02-0,1 м) ромбоэдри доломита и пирита, неравномерно рассеянные в породе. Участками они образуют скопления.

Нерастворимые остатки этих известняков сложены многочислен

Рис.6. Стяжения кремния (черное) в карбонатных породах.



кими идиоморфными кристаллами кварца различных форм и размеров. Форма зерен преимущественно призматическая с пирамидальными верхушками и бипирамидальная. Размеры их колеблются от 0,5 до 3 см. Кристаллы чистые, очень прозрачные, с хорошим блеском. Изредка попадаются кристаллы с темным ядром. Ядро состоит из глинисто-карбонатного вещества. Средний химический состав этих кремнистых образований следующий:  $\text{SiO}_2$  - 85,58% (85,03-86,14%);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 3,61% (1,62-5,6%);  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 2,0% (0,29-3,60%);  $\text{CaO}$  - 4,29% (0,81-7,77%);  $\text{MgO}$  - 0,40% (0-0,5%);  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  - 0,8% (0,28-1,35%).

Спектральными анализами установлены следующие малые элементы:  $\text{Mn}$  - 0,01%;  $\text{Ni}$  - 0,007%;  $\text{Co}$  - 0,004%;  $\text{Ti}$  - 0,56%;  $\text{V}$  - 0,013%;  $\text{Cr}$  - 0,042%;  $\text{Zr}$  - 0,0042%;  $\text{Cu}$  - 0,01%;  $\text{Pb}$  - 0,00050%;  $\text{Zn}$  - 0,0042%;  $\text{Ga}$  - 0,0005%;  $\text{Vt}$  - 0,0032%;  $\text{Yb}$  - 0,00018%;  $\text{La}$  - 0,01%;  $\text{Rb}$  - 0,0024%.

Образование кремнистых пород в форме желваков, стяжений, реже пропластков, связано с диагенетическими процессами перераспределения кремнезема в известняках. В пользу этого говорит факт наличия во вмещающих породах многочисленных кремневых спикул, подвергшихся десицификации.

## 2. СИЛИЦИТЫ ВЕРХНЕКРСКО-НЕОКОМСКОГО РЯДА ФОРМАЦИЙ

В отложениях верхней кры-неокома кремневые породы (силициты) развиты неравномерно: от единичных прослоев и конкреций до скоплений в виде пластов и линзовидных тел значительной протяженности. Главная масса силицитов сосредоточена в известняках и доломитах оксфорда-кимериджа Иджеванского синклинория и отчасти - Шамшадинского антиклинория (северо-восточная часть Армянской ССР). На остальных уровнях они развиты в подчиненном количестве, либо отсутствуют. Рассмотрим главные разновидности кремневых пород в составе вмещающих их вулканогенно-осадочных и осадочных формаций (Мандалян, 1964, 1974, 1985).

Вулканогенно-карбонатная формація оксфорда-неокома, распространенная в северо-восточной части Армянской ССР (бассейны рек Агстев, Ахум, Тавуш), характеризуется тесной пространственной связью вулканических и карбонатных (известняки, доломиты) пород. Наиболее выдержанные разрезы данной формации зафиксированы в Иджеванском синклинории и по северному крылу Шамшадинского антиклинория (Сомхето-Карабахская зона). Стратиграфический разрез вулканогенно-карбонатной формации представлен следующим образом.

Оксфорд-кимеридж: известняки, доломиты (участками содержащие слои и конкреции силицитов), базальты, андезиты-базальты, андезиты, их брекчии, гиадокластиты, редко пирокласты. Мощность 700-1650 м.

Титон-неоком(?). Базальты, андезиты, их брекчии и туфы, известняки (в основании). Мощность 200-550 м.

Вулканогенно-карбонатной формации присуща сильная фациальная изменчивость, проявленная в пространственном чередовании и смене главных типов пород: вулканических и карбонатных. По этому признаку выделены следующие типы разрезов формации.

- Разрезы, где преобладает вулканический материал, а карбонатные накопления представлены отдельными пачками и прослоями, залегающими среди вулканитов.
- Разрезы, где карбонатные и вулканические породы развиты в близких или соизмеримых соотношениях.
- Разрезы, где преобладают карбонатные породы, а вулканический

материал находится в подчиненном количестве.

Среди эффузивов максимально развиты подушечные лавы и их производные (пиллоу-брекчи, гиадокластиты) — продукты субакваляльного типа трещинных излияний. Роль собственно пирокластических накоплений, связанных с локальным проявлением иного типа вулканической деятельности, невелика. По петрографическому составу эффузивы вулканогенно-карбонатной формации представлены базальт-андезитовой ассоциацией, участками содержащей спилиты, а в резко подчиненном количестве также дациты, шшониты и латиты. По петрохимическим показателям верхнеюрские эффузивы характеризуются уклоном в сторону щелочных и высокоглиноземистых серий. Исходным расплавом для большей части вулканитов, очевидно, была щелочно-оливиновая базальтовая магма. Некоторое подобие толеитовой тенденции (содержание  $K_2O$  менее 0,3–0,5%), наблюдающееся в другой части верхнеюрских эффузивов (около 18%), в большей мере кажущееся, поскольку оно часто сопряжено с экстремально высокими содержаниями окиси натрия. При этом по сумме щелочей эти эффузивы соответствуют не толеитовым, а известково-щелочным сериям. Автометаморфические и поствулканические гидротермальные процессы в вулканитах имеют преимущественно низкотемпературный характер. Это — хлоритизация, альбитизация, халцедонизация, цеолитизация, кальцитизация, монтмориллонитизация. Последним процессом, вплоть до формирования монтмориллонитовых глин, наиболее интенсивно охвачены гиадокластиты, развитые в междуречье Ахум-Тавуш.

Известняки представлены многими, исключительно мелководными разновидностями: оолитовыми, сгустковыми, органогенно-обломочными, органогенно-детритовыми, а также небольшими биогермами. Ведущая роль в карбонатном породообразовании принадлежала криноидеям, кораллам, водорослям, губкам, фораминиферам.

Доломитовые породы вулканогенно-карбонатной формации разнообразны. Наряду с пластовыми диагенетическими доломитами, обладающими в составе формации (Иджеванский синклиниорий), развиты также пористые и кавернозные тела штокообразной формы. Они секут слоистость вмещающих их известняков.

Карбонатные накопления вблизи очагов подводного вулканизма содержат вулканическую примесь, участками весьма обильную.

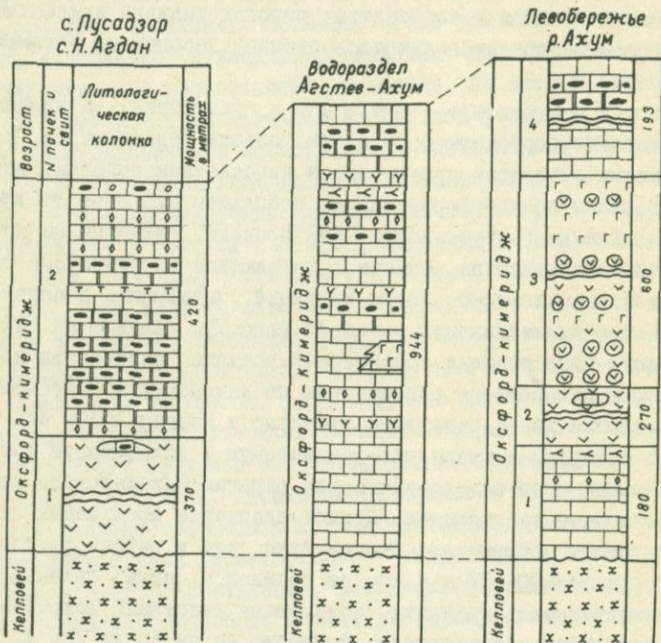
Это преимущественно гиадокластитовый материал, вынесенный из зон развития подушечных лав, а в гораздо меньшей мере вулканодная обломочная и пирокластическая примесь. С ее формированием связано наличие в карбонатных породах типично вулканической (пироксены-хлорит-вулканическое стекло) ассоциации обломочных минералов.

Кремневые породы (силициты) в пределах вулканогенно-карбонатной формации развиты неравномерно. Все проявления силицитов приурочены к карбонатным породам, которые локализованы по периферии или на небольшом удалении от крупных очагов подводного вулканизма. Как правило, силициты не встречаются среди вулканитов. Вместе с вмещающими породами они составляют ряд кремнисто-карбонатных градаций, содержащих в подчиненном количестве вулканический материал (рис.7). Главная из них - кремнисто-известняково-доломитовая градация (мощностью до 420м), развита в Иджеванском синклинии по левобережью р.Агстев. В пространстве между селениями Лусадзор и Неркин Агдан она переходит по латерали в кремнисто-доломитовую и доломитовую градацию, а участками - по северо-восточным отрогам Иджеванского хребта - в кремнисто-известняковую. Другое скопление кремнистых пород приурочено к водоразделу Агстев-Ахум, где в районе урочищ Гамза и Схторут (в 600-650 м к югу от вершины г.Сарум) развита кремнисто-известняковая градация, содержащая участками доломиты и доломитизированные известняки. Мощность ее от 50 до 220 м. Непосредственно к востоку, по направлению к реке Ахум известняки, содержащие пласты и конкреции силицитов, замещаются по латерали эффузивными образованиями. В составе последних преобладают подушечные лавы и гиадокластиты, в том числе интенсивно монтмориллонитизированные разновидности (Мандалян, 1978).

По характерным макро-микротекстурным (и структурным) особенностям в составе силицитов вулканогенно-карбонатной формации выделены следующие разновидности.

Линзовидные тела серых и светло-серых, очень крепких силицитов, ориентированных по слоистости вмещающих их карбонатных пород (рис.8). Мощность каждого тела (линзы) изменяется в пределах от 8-10 см до 1 м, редко достигая 2-2,5 м.

# РАЗРЕЗЫ КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ГРАДАЦИЙ ОКСФОРДА-КИМЕРИДЖА



## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

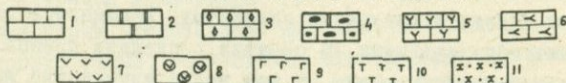


Рис. 7. 1. Известняки. 2. Доломиты. 3. Известняки доломитизированные. 4. Пласты, линзы и конкреции силицитов. 5. Спонголиты. 6. Известняки спикуловые. 7. Лавы массивные основного-среднего состава. 8. Лавы подумечные основного-среднего состава. 9. Гялокластиты. 10. Туфы. 11. Песчаники.



По простиранию они прослеживаются на 25-30 м, в отдельных случаях до нескольких сот метров.

Изучение в шлифах показывает, что большая часть кремневых образований имеет сферолитовую структуру, образованную небольшими (0,04-0,15 мм) округлыми тельцами. Ядра их сложены

Рис.8. Линзовидные тела сидцитов в доломитах левобережья р.Агстев.

тонкозернистой опал-халцедоновой массой, пигментированной темно-бурым веществом, а оболочка - халцедоновыми и кварц-халцедоновыми агрегатами радиально-лучистого строения. Местами 2-3 сферолита, сливаясь, образуют агрегаты, напоминающие глобигерины. Часто встречаются их разновидности, очень напоминающие радиолярии, однако просмотр большого количества шлифов, изготовленных по разным сечениям породы, показывает, что во всех случаях мы имеем совершенно одинаковые тельца сферолитов. Такие структуры являются неорганическими и образование их, видимо, связано с раскристаллизацией опалового геля (рис.9).

Реже наблюдаются округлые, более крупные образования оолитоподобной структуры с отчетливо заметным радиально-лучистым и концентрическим строением, выраженным наличием от 4-5 до 8 концентрических оболочек. Промежутки между оолитами выполнены микрозернистым кремнеземом. Наблюдаются также серии концентрических полос, образующих волокнисто-лучистые агрегаты причудливых очертаний, петельчатой и почковидной формы на общем фоне микрозернистого сидцита. Реже наблюдается псевдобрекчиевидная структура. В одних случаях она обусловлена наличием отдельных участков, сложенных раскристаллизованными крупными зёрнами мозаичного кварца, в других - многочисленными прожилкообразными

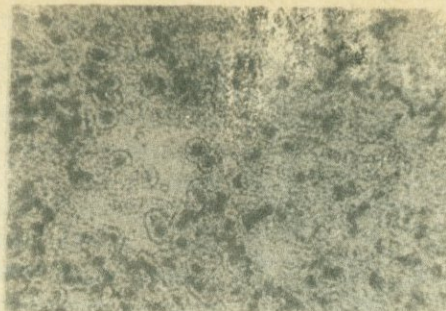


Рис. 9. Сферолитовая структура силицитов. Ув. 60, николи I.

полосами халцедона, которые пересекаются. В силицитах иногда присутствуют членики криноидей, фораминиферы, чаще — ромбоэдри кремнистого доломита. Описанный тип кремневых пород максимально развит по левобережью р. Агстев, в пределах Лусадзорского месторождения доломитов.

Слоистые силициты с породообразующими кремневыми организмами. В обнажении это серые и темно-серые слоистые силициты, залегающие в карбонатных породах. Наряду с отчетливой горизонтальной слоистостью, выдержанной на десятки метров, в них наблюдаются также переходы к прерывистым слоям и линзовидным образованиям. В шлифах видно, что порода слагается мелко-среднезернистым халцедоном, участками раскристаллизованным в кварц-халцедоновую массу. Характерно наличие кремневых спикул губок, образующих участками заметные скопления. Радиолярии, как правило, редки и представлены единичными сферками, рассеянными в кремнистой массе. Лишь в нескольких участках они составляют 5-12% от общего количества кремневых организмов. Кроме того в кремневых породах присутствуют фораминиферы, обломки кораллов и криноидей, которые частично или нацело замещены кремнеземом, а также субромбоэдрические зерна доломита. Мощность описанных пород колеблется в пределах от нескольких сантиметров до 0,85 м и изредка достигает 1,2-1,4 м.

Описанный тип силицитов участками образует своеобразное построение, слагающееся из некоторого числа двухкомпонентных

ритмов.

Нижний компонент выражен серым и темно-серым силицитом, состоящим из тонко- и мелкозернистого кварца и халцедона с многочисленными кремневыми спикудами. Мощность от 5-6 до 10-18 см.

Верхний компонент представлен пепельно-серой, кремнистой породой, несколько большей мощности (12-20 см). Сложена порода кварц-халцедоновым кремнеземом (75-85%) и известковым материалом (15-25%). Последний состоит из члеников криноидей, остатков водорослей, фораминифер, морских ежей. Спикуды редки.

Общая мощность ритма, состоящего из 2 вышеописанных компонентов, составляет 15-30 см. Количество ритмов разное - от 8-10 до 25, суммарной мощностью от 2,5 до 8-15 м. Эта разновидность силицитов максимально развита в междуречье Агстев-Ахум (ниже перевальной части дороги Иджеван-Берд) и парагенетически связана с зонами развития спонголитов и спикудовых известняков (кремнисто-известняковая градация). Это толстослоистые породы зеленовато-серого цвета, в которых содержание спикудового кремнезема составляет соответственно 56-75% и 20-40%. Спикуды губок сложены радиально-лучистым и волокнистым халцедоном. Размеры их варьируют в широких пределах: диаметр - 0,05-0,15 мм, длина 0,2-0,8 мм, а в отдельных крупных разновидностях до 2,5 мм. Карбонатный материал слагается обломками криноидей, морских ежей, кораллов, а также водорослевыми желвачками, фораминиферами и оолитами. Вулканическая примесь (0,5-10%) в спонголитах и спикудовых известняках представлена неокатанными и полукатанными обломками эффузивов базальт-андезитового ряда, в том числе интенсивно хлоритизированными и монтмориллонитизированными гиадокластитами. Мощности спонголитов и спикудовых известняков составляют 1,2-14 м. В описанных породах весьма интенсивно проявлено диагенетическое растворение спикуд, которое сопровождается миграцией освобожденного кремнезема и интенсивным замещением известковых раковин. При этом наиболее интенсивному диагенетическому окремнению подвергаются членики криноидей, а в гораздо меньшей степени иной раковинный материал. Диагенетическое растворение спикуд и перестроение высвобожденного кремнезема, отчетливо наблюдаемое в шлифах, приводит к формированию субмикроскопических прожилковидных полос халцедона и выполнению пустот. При

его максимальном течении спикулы почти нацело растворяются и замещаются кальцитом. В этом случае в спонголитах формируются небольшие кремневые линзочки и конкреции, а в спикуловых известняках — кремневые корки и желваки. В составе слоистых силицитов реже развита иная разновидность, близкая к лидитам. Это темно-серые, иногда почти черные породы, сложенные крипто-микрозернистым кремнеземом. В них присутствуют редкие спикулы губок и радиолярии. Судя по реликтам, первоначальное содержание последних было значительным. Мощность прослоев 2–5 см. Развита она в кровле вулканогенно-карбонатной формации в верховьях р. Хач-Ахпур. Радиолярит-спонголиты, т.е. породы, сложенные смесью спикул кремневых губок и радиолярий с преобладанием первых, также редки. Они развиты, главным образом, в карбонатной толще Иджеванского хребта и представлены слоями небольшой мощности (0,5–2,8 см). В шлифах этих пород на фоне микро-мелкозернистой халцедоновой массы отчетливо наблюдаются овальные и удлиненные (палковидные) сечения спикул и близкие к сферическим срезы радиолярий. Их суммарное содержание составляет более 40–50% площади шлифов. По химическому составу эта разновидность силицитов отличается относительно повышенным содержанием окислов железа (до I,92).

Кремневые конкреции и желваки широко развиты в известняках и доломитах. Это серые и темно-серые силициты, имеющие разнообразную форму — амебовидную, рогульчатую, лепешковидную и округлую. Размеры их от 0,5–2 см до 7–8 см. По разрезу они распределены неравномерно и образуют скопления в отдельных горизонтах кремнисто-карбонатных градаций. Кремнистые желваки и конкреции присутствуют также в карбонатных линзах, захороненных среди подушечных лав и гиадокластитов. По микроструктурным особенностям конкреции и желваки весьма разнообразны. Характерны микрозернистая, сферолитовая и органогенная структуры. В составе кремневых включений и вмещающих известняках часто в изобилии присутствуют спикулы. Имеются также примеры независимости от этого фактора.

Химический состав кремневых пород. В преобладающей части силицитов (табл.6) содержание  $SiO_2$  превышает 85% и находится в пределах 91–99%. Колебания со-

## Химический состав кремневых пород

№ № п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
I.	99,00	сл.	0,7	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,14	0,04	н.об.	н.об.	99,88
2.	96,36	0,02	1,86	н.об.	сл.	1,08	0,38	н.об.	0,014	0,04	0,04	0,85	100,64
3.	96,34	0,02	1,73	н.об.	сл.	0,75	0,38	н.об.	0,04	0,03	0,07	0,18	99,54
4.	88,85	сл.	0,60	н.об.	сл.	4,55	0,75	0,01	0,29	0,10	0,10	3,88	99,13
5.	96,28	сл.	0,49	н.об.	сл.	0,81	1,05	сл.	0,14	0,07	0,11	0,89	99,84
6.	97,85	сл.	0,54	н.об.	сл.	0,42	0,52	сл.	0,20	0,19	0,11	0,81	100,64
7.	91,66	0,02	0,65	0,02	сл.	3,25	0,68	сл.	0,12	0,10	н.об.	3,35	99,85
8.	87,20	0,02	0,35	0,08	сл.	6,33	0,75	0,01	0,05	0,05	н.об.	5,37	100,21
9.	96,50	0,03	0,25	0,60	0,12	0,67	0,37	0,01	0,07	0,18	н.об.	1,52	100,32
10.	95,82	0,10	0,42	0,44	0,15	0,85	0,50	сл.	0,07	0,13	н.об.	1,90	100,38
11.	96,20	сл.	0,28	0,29	0,10	0,51	1,14	сл.	0,05	0,05	н.об.	2,11	100,73
12.	77,20	0,20	2,02	1,52	0,09	8,82	0,60	сл.	0,10	0,18	0,06	9,85	100,64
13.	67,10	0,1	3,07	1,92	0,27	12,24	1,11	0,01	0,22	0,18	0,07	14,40	100,69
14.	61,00	0,20	1,63	0,71	0,68	14,09	2,53	сл.	0,15	0,20	0,15	19,08	100,42

Примечание: анализы I-3, 7-10 представляют состав линзовидных тел; 4-6, 10-12 - слоистых пород с кремневыми организмами; 13-14 - спонголитов, содержащих вулканическую примесь.

держаний в них обусловлены главным образом примесью кальцита и доломита и лишь в нескольких пробах - наличием глинозема. Содержание последнего, как правило, не превышает долей процента. Силицитам свойственно низкое содержание железа. У большинства проанализированных образцов количество  $Fe_2O_3 + FeO$  не превышает малых долей процента, а более повышенные содержания характерны для спонголитов. Весьма показательны ничтожные содержания  $MnO$  (следы - 0,01) и  $P_2O_5$  (следы - 0,11).

По данным 45 спектральных анализов, среднее содержание алюминия составляет 0,17%, а марганца - 0,003%. В некоторых разновидностях абиогенных силицитов определяется содержание бора (0,2%) и цинка (до 0,01%). Особо отметим, что низкие содержания марганца вообще характерны для верхнеюрских-неокомских силицитов Армении, что помимо других признаков отличает их от верхнемеловых аналогов.

**У с л о в и я о б р а з о в а н и я .** Генетическая связь кремневых пород с вулканизмом общеизвестна. Бесспорным является то обстоятельство, что главным источником кремнезема в вулканогенно-осадочных формациях является подводный вулканический процесс во всех его проявлениях. Менее ясен главный способ поступления  $SiO_2$  и количественное соотношение между кремнеземом, образующимся в период излияния лав, подводной фумарольной деятельности, преобразования гиалокластитов и туфов. В этом сложном процессе вряд ли может быть принят однозначный механизм поступления и осаждения кремнезема. Ведь силициты накапливались в разнообразных вулканогенно-осадочных формациях, отличающихся многими важными особенностями состава и литологических признаков, в том числе таких, как:

- тип вулканической деятельности, состав продуктов и характер поствулканических преобразований;
- глубина бассейна седиментации;
- пространственная связь с разными породами (вулканиты, глинистые сланцы, известняки, доломиты).

Более ясными представляются процессы кремнеобразования в вулканогенно-кремнистых формациях (спилитово-яшмовая и др.), в которых кремнистые осадки, в том числе радиоляриты, тяготеют к спилитовым сериям - к породам, претерпевшим интенсивную альбити-

зацию. Обычно кремнистые породы этого типа крипто-, микрозернистые и содержат многочисленные радиолярии. По содержанию органических остатков в составе силицитов встречаются четыре литологических типа: радиоляриевые, спонгиевые и переходные разновидности - спонгиево-радиоляриевые и радиоляриево-спонгиевые (Вишневская, 1984). В составе силицитов присутствуют также туффитовые и железистые яшмы.

Менее ясны процессы кремнеобразования в вулканогенно-карбонатных формациях. Известно, что в некоторых из них наряду с первичными кремнистыми породами встречаются кремни вторичные, имеющие большое распространение и образовавшиеся путем замещения известняков и туфов (Хворова, 1963). В других разновидностях вулканогенно-карбонатных формаций кремни настолько обильны, что являются ведущим членом парагенеза. Эта группа формаций, содержащая железные и марганцевые руды, выделена в особый подтип кремнисто-карбонатных формаций (Формозова, 1968). Кремнистые породы в них весьма разнообразны, представлены яшмами, фтанидами, кремнистыми сланцами, кремнистыми известняками.

Значительное разнообразие кремнистых пород наблюдается и в изученной формации. Часть кремней (образования, содержащие кремневые спикеры и имеющие микрозернистую структуру, а также часть конкреций) несомненно имеет первичное происхождение и связана преимущественно с органогенной садкой кремнезема. В этом отношении показательны слоистые силициты ритмичного строения, в которых наряду с микро-, криптозернистым кремнеземом присутствуют многочисленные кремневые спикеры. В увеличении концентрации кремнезема в придонных водах немаловажную роль играл процесс монтмориллонитизации вулканического стекла, протекающий с высвобождением  $SiO_2$ .

Осадочное происхождение приемлемо и для желваков округлой формы, приуроченных к определенным горизонтам. Образование их, возможно, связано с коагуляцией кремнезема и осаждением в виде округлых лепешек геля, которые затем затвердевали в кремнистые желваки. Образование значительной части конкреций и пропластков связано с диагенетическими процессами перераспределения и миграции в известковых илах спикерного кремнезема. Об этом свидетельствует развитие в известняках многочисленных, первоначально

кремневых спикул, подвергшихся интенсивной десилификации. Менее ясно в деталях происхождение другой, значительной части кремневых пород — линзовидных тел с абиогенной-сферолитовой и глобулярной структурами. Представляется наиболее вероятным связывать их формирование с гидротермальной деятельностью вулканизма. Можно предполагать, что их образование протекало двумя способами:

— в связи с циркуляцией поствулканических терм и осаднением кремневых пород типа кремневых травертинов;

— путем просачивания терм в карбонатные осадки (и породы) с замещением последних.

В пространственном и временном отношении эти явления протекали как изолированно, так и в сплетении друг с другом.

Необходимо отметить, что в карбонатных породах Иджеванского синклинория участками проявлено также окварцевание, связанное с наложенными структурно-магматическими факторами. Это отчетливо наблюдается в полосе Ревазлинского сброса (скала Гюмбет, г. Будур) и других участках. Окремнение известняков сопровождается часто формированием складок, мраморизацией, ожелезнением.

**Практическое значение.** С промышленной точки зрения наибольший интерес представляют кремневые породы, развитые по левобережью реки Агстев в составе кремнисто-доломитово-известняковой градации. Здесь они были изучены А.Т. Асланяном (1945), указавшим на возможность их практического применения.

Анализ материала показывает, что с промышленной точки зрения наибольший интерес представляют линзо-пластообразные тела кремней. Мощность их от 0,12 до 2 м, по простиранию они прослеживаются на многие десятки метров. Местами серии близко прилегающих линзовидных тел образуют почти непрерывную полосу, протягивающуюся на 180–250 м (бассейн левобережных притоков р. Агстев).

В левобережье р. Агстев наибольший интерес представляет Иджеванское месторождение, в пределах которого А.Т. Асланяном выделяются следующие участки:

- 1) в верхнем течении р. Агры, по южным склонам г. Кер-Оглы;
- 2) по берегам реки Макара-ванк, восточнее меридиана одно-

именного монастыря;

3) по склонам ручья к западу и северо-западу от с. Неркин Агдан;

4) вдоль обрывов хребта между сс. Неркин Агдан и Лусадзор;

5) по ущелью р. Агры на всем протяжении между меридианом с. Лусадзор и монастырем Макара-ванк.

Содержание глазных компонентов на вышеописанных участках следующее:  $\text{SiO}_2$  - 93,24-97,00%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 0,07-2,01%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,32-2,31%;  $\text{CaO}$  - 0,22-1,78%;  $\text{MgO}$  - от следов до 2,00%.

По данным автора, кремневые породы левобережья р. Агстев характеризуются высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (87,2-99,36%) при практическом отсутствии таких вредных примесей, как железо и фосфор, и невысоким содержанием карбонатов. Сравнение этих данных с химическим составом кремней, применяемых в керамической промышленности СССР, показывает, что по этому показателю кремневые породы Иджеванского месторождения удовлетворяют промышленным требованиям. Изученные кремневые породы хорошо принимают полировку и обладают декоративными свойствами. Это присуще также полосчатым разновидностям, развитым в приводораздельной части Агстев-Ахум, в 0,5 км к югу от перевальной части дороги Иджеван-Берд (Схторутское проявление). Тонкая полосчатость здесь обусловлена переходами окраски от светло-серой до серой и темно-серой. Эта разновидность может быть использована для изготовления сувенирных изделий, украшений. Силициты с значительной примесью известкового материала и высококремнистые известняки заслуживают внимания как сырье для получения искусственного волластонита. С этой целью необходимо проведение технологических испытаний. Таким образом, кремневые породы вулканогенно-карбонатной формации заслуживают специального изучения для выявления возможностей их промышленного использования.

Карбонатно-вулканогенно-обломочная формация верхнего оксфорда-среднего валанжина, развитая в Кафянской антиклинории (юго-восточный Зангезур), имеет большую мощность (1500-2600 м) и площадное развитие в бассейнах рек Вохчи и Воротан. Она характеризуется значительной изменчивостью состава, проявленной в смене по разрезу и латерали ее главных компонентов: вулканического (лавы, пирокласты, гиадо-

кластиты), обломочного вулканоидного (конгломераты, песчаники) и карбонатного. По петрографическому составу вулканические породы варьируют от базальтов и диабазов до дацитов, липарито-дацитов и принадлежат к известково-щелочной высокоглиноземистой серии (Ачикгезян и др., 1984). В главной же массе эффузивы представлены основными и средними породами и соответствуют андезит-базальтовой магматической формации (Магматические и метаморфические формации Армянской ССР, 1981).

Изучение и систематизация вулканических образований (лавы, пирокласты), а также продуктов их перемыва и смешения (Мандалян, 1974, 1978) позволило выявить три типа имевшей место вулканической деятельности:

- вулканические проявления, давшие наряду с эффузиями соизмеримое количество пирокластики. С ними связано формирование в бассейне седиментации слоистых туфов, тефроидов, туффитов, а в зонах карбонатных накоплений - туфоизвестняков;

- вулканические проявления с заметным преобладанием эффузивной деятельности над эксплозивной. С ними связано формирование в мелководном бассейне вулканических построек, возвышавшихся по мере наращивания мощностей над уровнем моря и образующих разобщенные вулканические островки. По мере эволюции последних происходило накопление вулканоидных конгломератов, гравелитов и песчаников с известковым цементом. Эффузивные породы, связанные с приведенными двумя типами вулканической деятельности, представлены потоками компактного и брекчиевого строения с разным количеством миндалин, вплоть до их единичного развития. Наиболее характерные изменения: цеолитизация, хлоритизация, халцедонизация, селадонитизация, кальцитизация, реже - пумпеллитизация. Альбитизация и монтмориллонитизация в вулканитах проявлены слабо как по степени преобразования, так и площади распространения. С максимальной интенсивностью в эффузивах развиты цеолиты: преимущественно сколецит, гейландит, в меньшей мере ломонтит (Мнацаканян и др., 1972);

- субаквальные трещинные изменения, с которыми связано формирование подушечных лав и разнообразных по гранулометрии гиаокластитовых накоплений. Этот тип вулканической деятельности максимально проявлен по северо-восточному крылу Кафанского антикли-

нория. Подушечные лавы и их брекчии сложены базальтами, диабазами, андезито-базальтами (преобладают), а также андезитами (Мандалаян, и др., 1985). Характерные изменения - хлоритизация, монтмориллонитизация, цеолитизация, селадонитизация, альбитизация, халцедонизация, в меньшей мере - эпидотизация, серицитизация. Альбитизация в подушечных лавах (за исключением единичного потока спилитов) проявлена в начальной стадии - альбит замещает отдельные участки лейст плагиоклаза, а не нацело. По площади же этот процесс значительно развит. Процессы монтмориллонитизации развиты в межподушечном заполнителе потоков "пил-доу", в связующей массе подушечных брекчий, а максимально - в собственно гиадокластитовых накоплениях.

Известняки карбонатно-вулканогенно-обломочной формации по площади развиты неравномерно, хотя и присутствуют почти на всех стратиграфических уровнях. В нижней и средней части формации они слегают преимущественно маломощные и сравнительно небольшие (от 8 до 12-15 м) пачки и быстро выклинивающиеся линзы, залегающие среди вулканитов. Реже развиты крупные (до 85 м) и выдержанные пачки. В верхней части и кровле формации в пределах северо-восточного крыла Кафанского антиклинория они распространены обширно. Это отчетливо проявлено по водоразделу Халадж-Кашуни (г. Тапасар, хребты Иджабель и отчасти Ахчикаин - Кармаркар), где суммарная мощность известняков превышает 400-450 м. По составу они идентичны известнякам вулканогенно-карбонатной формации, сведения о которых приведены в предыдущем разделе. Некоторые специфические черты известняков карбонатно-вулканогенно-обломочной формации, отражающие местные условия седиментации и вулканизма, заключаются в большей обогащенности известняков пирокластическим и лавокластическим материалом и ограниченных масштабах доломитизации и окремнения.

Таким образом, изученная формация принадлежит к числу переходных типов от вулканогенно-обломочных к вулканогенно-карбонатным. В ее составе нашло отражение сложное соперничество двух главных пороодообразующих факторов: мощного подводного вулканизма с его обильными обломочными производными и карбонатонакопления, отражающего литологическую специализацию поздней юры-неокома Малого Кавказа.

Кремневые породы (силициты) развиты локально в карбонатно-вулканогенно-обломочной формации и, как правило, залегают в известняках. Представлены они маломощными слоями (2-40 см, главным образом 5-8 см), а также конкрециями. Реже встречаются небольшие (15-25 см) линзовидные тела с расплывчатыми контурами и отростками во вмещающие их спикуловые известняки. Изучение в шлифах показывает, что силициты сложены халцедоном мелко-среднезернистой структуры, содержащим многочисленные кремневые спикулы губок и единичные радиолярии. Участками спикулы являются преобладающим компонентом силицитов. Размеры их варьируют в следующих пределах: диаметр - 0,05-0,08 мм, длина - 0,15-1 мм. Известковая примесь в силицитах представлена комочками синезеленых водорослей, члениками криноидей, ячейками кораллов, фораминиферами. В шлифах отчетливо наблюдается кальцитизация спикул, т.е. диагенетический процесс выноса и дальнейшего перераспределения биогенного кремнезема. Это явление с исключительной полнотой проявлено в линзовидных телах силицитов и в конкрециях. Оно сопровождается формированием мелких прожилковидных полос мелкозернистого и сферолитового кремнезема. По периферии этих же участков или в непосредственной близости от них четко диагностируются реликты частично растворенных спикул и последующее замещение их кальцитом. Там же иногда формируются небольшие скопления диагенетического доломита.

Содержание кремнезема в силицитах колеблется в пределах 75,8-95,2%, что связано с их различной карбонатностью. Они постоянно бедны железом ( $Fe_2O_3$  - 0,2-0,45%, FeO - следы); алюминием ( $Al_2O_3$  - 0,50-0,78%) и магнием (MgO - 0,8-1,77%). Марганец (MnO - следы-0,01) и фосфор ( $P_2O_5$  - 0,05-0,09%) содержатся в крайне незначительных количествах.

Описанные силициты развиты в приводораздельной части Халадж-Кашуни (северо-восточный склон г. Тапасар, хребет Инджабель), где наряду с развитием в виде отдельных слоев они формируют слои (0,1-0,35 м), чередующиеся с кремнистыми известняками. Мощность подобных ритмов составляет от 5 до 12 м.

На остальных участках развития карбонатных накоплений силициты представлены конкрециями и единичными прослоями спикулового кремнезема.

Непосредственно в вулканитах кремнистые породы не образуют заметных накоплений. Исключение составляет лишь участок, расположенный в 1,35 км к северо-западу от с. Верхний Хотанан и сложенный подушечными лавами, переходящими в массивные, и их брекчиями. Бурые кремни здесь слагают короткую линзу и несколько конкрециевидных стяжений. Изучение в шлифах показало наличие неорганических структур кварц-халцедонового кремнезема (микрозернистой, сферолитово-почковидной) при полном отсутствии кремневых организмов. Характерно развитие вторичных прожилков кварца и интенсивное ожелезнение. Содержание  $SiO_2$  в них колеблется в пределах 80-82%, что связано с обилием железа ( $Fe_2O_3$  - 12,01-14,20;  $FeO$  - 0,71-0,95%). По сравнению с силицитами в них несколько возрастает содержание алюминия ( $Al_2O_3$  - 1,28 - 1,50%), марганца ( $MnO$  - 0,02-0,15%) и падает содержание карбоната ( $CaO$  - 1,50-1,89). Формирование этой разновидности связано с непосредственной коагуляцией опалового геля на участке развития подушечных лав и брекчий. Судя по очень редкому развитию подобных яшмо-силицитов, можно заключить, что здесь гидротермы не приносили значительного количества кремнезема, необходимого для его хемогенного осаждения.

Таким образом, на примере карбонатно-вулканогенно-карбонатной формации подтверждается положение о том, что не всегда интенсивный подводный вулканизм сопровождается накоплением значительных масс кремнистых осадков.

Известняковая формация неоконма Кафанского антиклинория (верхний валанжин-баррем) наиболее полно развита по северо-восточному ее крылу непрерывной полосой прослеживается по линии с. Агарак-Кармракарский перевал - с. Давид-Бек. Известняки здесь залегают трансгрессивно на эффузивах кровли карбонатно-вулканогенно-обломочной формации (гитон-средний валанжин) и трансгрессивно перекрываются отложениями апта. Мощность известняковой формации здесь равна 290-350м. В ее нижней части (верхний валанжин-готерив, Аюпян, 1961) местами в известняках присутствуют редкие пачки и прослой вулканических песчаников и туффитов, связанных, очевидно, с размытием нижележащих вулканитов. К западу от главной зоны развития, на водоразделе Воротан-Кашуни известняки представлены не-

сколькими разобщенными выходами в сокращенной мощности — от 15 до 90 м. По юго-западному крылу Кафанского антиклинория в зоне Хуступ-Гиратахского разлома, где возраст известняковой формации датируется неокомом без подразделения на ярусы, имела место интенсивная деформация пластов. Она сопровождается формированием в известняках опрокинутых складок, гофрировкой, мраморизацией, а участками развитием тектонических брекчий и наложенной доломитизацией.

Кремневые породы известняковой формации развиты по северовосточному крылу Кафанского антиклинория. Они залегают в известняках полосы с.Кахнут-Кармиракарский перевал — с.Давид-Бек и в большей мере приурочены к отложениям баррема. Представлены пропластками (2-8 см), конкрециями и небольшими (до 18 см) слоями светло-серого и серовато-бурого цвета. По южным склонам г.Кармир-Банк (у монастыря) их мощность (вместе с вмещающими спонголитами) достигает 2,7 м. Эти породы сложены мелкозернистым кварц-халцедоном, кремнеземом, в массе которого присутствуют многочисленные спикулы, а также частично замещенные халцедоном, окатанный раковинный детрит и оолиты. Содержание  $SiO_2$  в силицитах составляет 78,5-94%, а  $Fe_2O_3$  — 0,1-0,5%, в единичных случаях достигая 2,17%. В спонголитах ( $SiO_2$  — 51,5-68,9%) и спикуловых известняках ( $SiO_2$  — 18-27%), значительно развитых в составе формации, весьма интенсивно протекало растворение и переотложение спикулового кремнезема.

В палеогеографическом аспекте интересна приуроченность кремнистых осадков к самым мелководным зонам неокомского бассейна, имеющих глубины от 5-8 м до нескольких десятков метров. Это подтверждается широким развитием оолитовых, оолитово-полидетритовых и оолитово-микрозернистых известняков и наличием нескольких горизонтов окатаннозернистых раковинных известняков. Необходимо отметить, что в известняковой формации проявлено также вторичное окварцевание известняков, пространственно связанное с зонами тектонических нарушений. Наиболее отчетливо это наблюдается в окрестностях сел Агарак и Давид-бек.

И з в е с т н я к о в а я ф о р м а ц и я п о з д н е й  
ю р ы (?) — н е о к о м а Баумского антиклинория. По северным  
склонам Баумского хребта, в бассейне правобережных притоков

верхнего течения р.Дзорагет обнажается карбонатная серия, сложенная в значительной мере перекристаллизованными известняками и их кремнистыми разновидностями. В структурном плане известняковая серия слагает ядро и север, северо-западное крыло Базумского асимметричного горст-антиклинория, а также его обрамление. К север-северо-западу ее выходы ограничиваются зоной Базумского глубинного разлома юго-западного простирания. На основании региональных сопоставлений и находок в перекрывающих слоях альбских аммонитов возраст серии датируется неокомом. При этом предполагается также наличие в нижней части серии верхнеюрских известняков.

Исходя из структурно-геологических предпосылок, А.Т.Асланян и М.А.Сатян (1977) предполагают глубоководную природу этой серии и доказывают ее принадлежность к зонам глубинных разломов, ограничивающих Базумо-Кафанскую тектоническую зону в позднеюрское-меловое время.

Известняковая формация интенсивно дислоцирована с образованием опрокинутых складок, которые осложнены разрывами. В условиях задернованности это затрудняет определение истинной мощности, которая нами ориентировочно определяется (в объеме катнахпурской и спитакской свит) в пределах 450-650 м. Известняки прорваны небольшими телами ультраосновного, основного и кислого состава; участками в ней залегают кислые вулканы (бассейн р.Мец-Ару), а в кровле - пачки и прослои алевролитов, включая их вулканомиктовые разновидности. Литологическое изучение (Мандалян, 1984) показало, что в главной массе известняки представлены относительно глубоководными - фораминиферово-микрозернистыми, фораминиферово-шламовыми разновидностями, которые накапливались при активном участии планктона. В некоторой мере они испытывали воздействие гравитационного перемещения осадков морского мелководья, выразившегося в накоплении прослоев органо-генно-детритовых известняков. Осадочные кремневые накопления в известняках представлены редкими маломощными (2-30 см) прослоями, в которых присутствуют радиолярии, и конкрециями. Чаще кремнезем в известняках находится в качестве примеси, которая представлена раковинками радиолярий - от единичных и рассеянных включений до заметных (15-30%) скоплений. Размеры раковинок ра-

диолярий различны: от мельчайших до 0,2-0,5 мм. В преобладающей части их первоначальная структура слабо сохранена, а характерные признаки (тонкая ячеистость и сетчатость, наличие шипов) наблюдаются еще реже. Широко развит процесс кальцитизации радиолярий, т.е. диагенетический вынос кремнезема и замещение раковиннок кальцитом. При его интенсивном развитии первоначально кремневая раковинка нацело замещается кальцитом с частичным сохранением первоначальной формы. На ранние преобразования раковиннок (диагенез, эпигенез) часто накладывается динамометаморфизм, проявленный в раздавливании радиолярий с превращением их в вытянутые кварцевые агрегаты, в которых часто наблюдается волнистое угасание. В наиболее дислоцированных и мраморизованных известняках первоначально микро-мелкозернистая кремневая масса приобретает микрогранобластовую или гранобластово-кварцевидную структуру. Все это позволяет предполагать, что первоначальное количество радиоляриевого компонента в известняках было выше того, что определяется в шлифах.

Необходимо особо отметить, что в известняках шире развито вторичное окремнение, приводящее к формированию окварцованных зон и молочно-белых жил кварца. Этим процессом максимально охвачены известняки г.Климова и высоты 1968,7, с которой берут начало правые истоки р.Дзорагет.

Таким образом, повышенное содержание  $SiO_2$  в известняках (табл.7) связано с двумя различными процессами: органогенной садкой, протекавшей одновременно с накоплением тонкозернистых карбонатных илов и в большей мере - вторичным окварцеванием.

Основны е черт ы формирова ния кремнев ых пород верхней юры - не о - ко ма . В рассмотренных формациях верхней юры-неокома имело место два способа осаждения кремнезема - биогенный и хемогенный. Начиная с оксфорда, на фоне мелководного карбонатонакопления имело место биогенное осаждение кремнезема губками и в ограниченных масштабах - радиоляриями. Непосредственным продолжением этого процесса явилось диагенетическое растворение и перераспределение раковинного кремнезема в спонголитах и кремнисто-карбонатных накоплениях.

Хемогенный способ осаждения кремнезема, развитый на ограни-

## Химический состав кремнистых известняков и известковых кремней

№ № п/п	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.	Сумма
1.	47,3	н.об.	0,1	1,30	0,56	н.об.	29,3	0,34	0,27	0,24	н.об.	21,0	0,05	0,3	100,76
2.	42,5	0,13	0,30	0,56	н.об.	0,03	33,04	0,10	0,07	0,06	0,09	23,5	0,05	0,05	100,48
3.	38,49	н.об.	4,07	0,39	0,28	0,06	31,34	0,62	0,43	0,16	н.об.	24,66	н.об.	0,05	100,55
4.	53,43	н.об.	1,80	1,15	0,56	0,06	24,22	0,36	0,18	0,33	н.об.	18,52	0,05	н.об.	100,66
5.	65,26	н.об.	0,23	0,85	0,85	0,04	17,38	0,94	0,40	0,65	н.об.	13,88	0,04	н.об.	100,52
6.	50,94	н.об.	4,09	0,10	0,28	0,06	24,08	0,65	0,28	0,33	н.об.	19,04	0,02	н.об.	99,87
7.	44,5	0,1	0,86	0,44	0,16	0,06	31,1	0,9	0,18	0,18	н.об.	22,2	0,05	0,05	100,78

Местоположение проб: 1-3 - г.Климова; 4 - овраг ручья Катнахпур; 5-7 - высота 1968,7 м  
(правые истоки р.Дзорагет).

ченных площадях, имел место в связи с разгрузкой в мелководных участках бассейна вулканических терм, пересыщенных  $\text{SiO}_2$ . С этим процессом связано формирование гейзеритоподобных пород с абиогенными структурами. Одновременно происходило окремнение карбонатных осадков и пород при циркуляции в них термальных вод с высокими концентрациями кремнезема.

Крайне ограниченное развитие силицитов в карбонатно-вулканогенно-обломочной формации Кафанского антиклинория заслуживает особого рассмотрения, если иметь в виду наличие в ней больших объемов вулканического материала. По этому показателю здесь наблюдается превышение в 2,5-3 раза в сравнении с вулканогенно-карбонатной формацией северо-восточной части Армянской ССР, в которой кремневые породы распространены несравненно шире (Иджеванский синклинорий). Это явление может быть объяснено рядом причин, вытекающих из сравнительной характеристики вулканизма и обстановок седиментации двух формаций:

1. Спецификой фумарол и характером преобразования вулканитов. Это выражается в слабом развитии процессов монтмориллонитизации и альбитизации в карбонатно-вулканогенно-обломочной формации, т.е. процессов, способствующих или сопутствующих выносу кремния из вулканитов.

2. Изменением самого характера вулканических проявлений — от преобладающего в вулканогенно-карбонатной формации трещинного субаквального типа к эффузивно-эксплозивному типу, развитому в карбонатно-вулканогенно-обломочной формации. Очевидно, первый тип вулканизма, с которым связано образование эффузивно-гиалокластитовой ассоциации, в большей мере стимулирует кремненакопление в условиях морского мелководья.

3. Значительным сокращением в пределах карбонатно-вулканогенно-обломочной формации карбонатных накоплений, к которым и приурочены кремневые породы.

Таковы основные закономерности кремненакопления в мелководных формациях поздней кр-неокома Армянской ССР. В отличие от них в относительно глубоководной известняковой формации Базумского антиклинория на фоне замедленной карбонатной седиментации в ограниченных масштабах имело место накопление кремнисто-карбонатных и радиоляриевых илов.

И в заключение отметим, что вулканизм является главным, но, очевидно, не единственным источником кремнезема в изученных формациях. Об этом может свидетельствовать факт некоторого развития кремней в ряде верхнеюрских карбонатных формаций Западного Кавказа и Ирана, в которых подводный вулканизм не был проявлен.

Силициты присутствуют в известняках южного склона западного погружения Кавказского хребта (среднее течение р. Шахе, верховья рек Псоу и Дагомыс) и других участках. Они максимально развиты в отложениях кимериджского и титонского ярусов. В литологическом отношении полоса их развития связана с нефлишевыми образованиями Гойтхско-Псебелской, Чвежипсинской и Адлерской зон (Агарков, 1985). Считается, что главным поставщиком кремнезема здесь является суша, прилегавшая к бассейну седиментации, а накопление силицитов происходило в периоды регрессии. В этой же полосе нижнемеловые кремни обнаружены только в готеривском и барремском ярусах Адлерской зоны.

Кремневые стяжения и редкие пласты залегают в оксфорд-титонских известняках и доломитах Эльбурса, слагающих формации Лар и Абнаг (Панов, 1970; Süseli, 1976).

Эти примеры показывают определенную роль континентального сноса в стимулировании процесса кремнезема накопления. В этом случае, однако, не формируются абиогенные гейзеритоподобные силициты, характерные для бассейнов с значительными проявлениями вулканизма, и, естественно, не имеет места окремнение карбонатных накоплений поствулканическими термами.

Особо отметим, что верхнеюрские силициты обширной Средиземноморской зоны Тетиса весьма разнообразны по особенностям вещественного состава и парагенеза. Глубоководные разновидности силицитов — радиоляриты и радиоляриевые яшмы, широко развитые в Альпах и Северных Апеннингах, связаны главным образом с офиолитами, в особенности с верхней частью этих комплексов. В некоторых периферических зонах, как в Сомхето-Карабахском островном вулканическом поднятии, на фоне интенсивного андезит-базальтового вулканизма формировались мелководные силициты, локализованные в карбонатных породах. И, наконец, качественно иной тип парагенеза (без вулканизма), примером которого служат силициты верхнеюрских карбонатных формаций Западного Кавказа.

### 3. СИЛИЦИТЫ АЛЬБ-ПОЗДНЕМЕЛОВОГО РЯДА ФОРМАЦИЙ

Мощные толщи кремнистых и вулканических пород слагают кремнисто-вулканогенную группу формаций офиолитовых зон. В остальных стратифицированных формациях кремнистые породы являются второстепенными или весьма редкими.

В целом кремненакопление тесно взаимосвязано с крупными геосинклинальными прогибами средне-позднемелового времени.

Ряды альб-позднемеловых стратифицированных формаций геосинклинальных и геоантиклинальных зон показаны в табл.8.

Рассмотрим группу кремнисто-вулканогенных формаций, куда входят кремнисто-эффузивная формация Севанской и Зангезурской офиолитовых зон и кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация Вединской офиолитовой зоны.

#### Кремнисто-эффузивная формация Севанской офиолитовой зоны

Наиболее полные и мощные разрезы кремнисто-эффузивной формации Севанской зоны обнажаются в пределах Севанского хребта (Сатян, 1979, 1984). Характерные особенности этих разрезов - максимальные суммарные мощности до I-I,2 км, чередование основных эффузивов с мощными пачками радиоларитов, среди которых нередки пачки марганцевистых силицитов, сокращенное место в разрезе карбонатных пород. К опорным можно отнести разрез формации вдоль ущ.р.Саринар (рис.10). Единой последовательности стратификации снизу-доверху здесь нет; выделяются несколько разобщенных разрывами блоков, каждый из которых слагается перемьятыми кремнистыми породами, чередующимися с вулканическими. Однако парагенезы пород от одного блока к другому меняются довольно закономерно. Очевидно, более глубоководные отложения размещены в средней части разреза, а относительно мелководные - в низах и особенно отчетливо - в верхней части разреза.

Для воссоздания первичной стратификации важными являются следующие факты: прежде всего это наличие мощной пачки толеитовых базальтов в низах разреза толщи, на контакте с серпентинизированными ультрабазитами Джил-Сатанахачского массива, при до-

Ряды формаций альб.-верхний мел-палеоценовых отложений территории Армянской ССР

Стадия развития прогибов	Структурно-формационные зоны и подзоны											
	Севанская офиолитовая зона		Базумо-Кафанская зона		Зангезурская офиолитовая зона		Анкаван-Мегринская зона		Вединская (Еревано-Ордубадская) офиолитовая зона		Урц-Вайкская (Джультинская) зона	
	Предмалокавказская и Сомхето-Карабахская зоны. Подзона Папакарского синклиория	Амасийская подзона	подзона Севанского горст-антиклинория	Базумская подзона	подзона северного крыла Кафанского антиклинория и Масрикской антиклинали Восточно-Севанского хребта	Ширако-Цовагоухская подзона	Шишкерт-Арамаздская подзона	Анкаван-Аргичинская подзона	Мегринская подзона	Вединская подзона		Арпинская подзона
Начальная или предвулканическая	Морская мелководная вулканокласто-седиментогенная формация мощностью до 280 м (K <sub>1</sub> <sup>al</sup> —K <sub>1</sub> <sup>st</sup> )	Морская мелководная вулканокласто-седиментогенная глауконитогенная формация мощностью до 100—120 м (K <sub>1</sub> <sup>al</sup> —K <sub>1</sub> <sup>st</sup> ) Иджеванский хребет	Песчано-глинистые флишондные отложения мощностью до 100 м, выступающие в виде тектонических блоков в бассейне р. Буратапа и у с. Кясамаи, аналогичные песчано-глинистой мелководной формации бассейна рек Тертер и Акера (K <sub>1</sub> <sup>al</sup> —cm)	Терригенно-карбонатная морская мелководная формация мощностью до 150 м (K <sub>1</sub> <sup>al</sup> —K <sub>2</sub> <sup>cm-t</sup> )	Эффузивно-вулканокластическая формация мощностью до 350 м, бассейн р. Воротан (K <sub>1</sub> <sup>al</sup> —K <sub>2</sub> <sup>t</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 известняковая органично-детритовая субформация мощностью до 300 м (K <sub>2</sub> <sup>cm-t</sup> )	Морская мелководная известняково-терригенная формация мощностью до 300 м участками до 500 м (K <sub>2</sub> <sup>cm-t</sup> )	Морская мелководная терригенно-известняковая формация мощностью до 100 м, сс. Биляви, Хачик, Авуш (K <sub>1</sub> <sup>al</sup> —K <sub>2</sub> <sup>t</sup> )
Вулканическая (для терригенных прогибов-главн.)	Морская мелководная эффузивно-вулканокластическая формация мощностью от 200 до 1300 м (K <sub>2</sub> <sup>st</sup> —st <sub>1</sub> )	Морская сравнительно глубоководная кремнисто-эффузивная формация мощностью от 400 до 700 м (K <sub>1</sub> <sup>al</sup> —K <sub>2</sub> <sup>cn</sup> ) Верховье бассейна реки Ахурия, Базумский хребет, бассейн реки Дзорaget	Морская глубоководная кремнисто-эффузивная формация (марганцевосная) мощностью более 1 км (основание не вскрыто) (K <sub>1</sub> <sup>al</sup> —K <sub>2</sub> <sup>cn</sup> )	Морская мелководная граувакковая формация мощностью до 300 м. (K <sub>2</sub> <sup>sn</sup> <sub>1</sub> )	Морская мелководная вулканокластическая формация мощностью до 900 м (?) бассейн р. Воротан (K <sub>2</sub> <sup>st</sup> —sn <sub>1</sub> ) Эффузивно-вулканокластическая формация видимой мощностью более 250 м. Верховье бассейна р. Масрик (K <sub>2</sub> <sup>t</sup> —sn <sub>1</sub> )	Морская сравнительно глубоководная кремнисто-эффузивная формация мощностью более 400 м. (K <sub>1</sub> <sup>al</sup> —K <sub>2</sub> <sup>cn</sup> ) Бассейн р. Черная, с. Кармакар, р. Дззнагет	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>cn</sup> )	Морская мелководная граувакковая формация мощностью до 200 м (K <sub>2</sub> <sup>t</sup> —cn)	Морская мелководная граувакковая формация басс. р. Шишкерт, мощностью до 300 м (K <sub>2</sub> <sup>t</sup> —cn)	Морская глубоководная кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация мощностью более 1,3 км (K <sub>1</sub> <sup>al</sup> —K <sub>2</sub> <sup>cn</sup> )	По данным геофизики и составу граувакковой формации офиолиты, поребенные под мощным чехлом предполагаются у г. Серс	Морская мелководная известняково-детритовая формация мощностью от 50 до 200 м (K <sub>2</sub> <sup>cn</sup> )
Стабилизации	Морская сравнительно глубоководная известняковая формация мощностью от 300 до 600 м (K <sub>2</sub> <sup>cn</sup> ). Известняково-пирокластическая субформация мощностью до 200 м. K <sub>2</sub> <sup>st</sup> —cp <sub>1</sub> Морская мелководная известняковая формация мощностью до 100 м (K <sub>2</sub> <sup>d</sup> —p <sub>1</sub> )	Морская мелководная граувакковая формация мощностью 100 м (K <sub>2</sub> <sup>st</sup> —st <sub>1</sub> ) Морская сравнительно глубоководная известняковая формация мощностью до 250 м (K <sub>2</sub> <sup>st</sup> —sn <sub>2</sub> )	Морская мелководная граувакковая формация мощностью от 100 до 500 м (K <sub>2</sub> <sup>cn</sup> —st <sub>1</sub> ) Морская сравнительно глубоководная известняковая формация мощностью до 700 м (K <sub>2</sub> <sup>st</sup> —sn <sub>2</sub> ) Морская мелководная терригенно-известняковая формация мощностью до 50 м (K <sub>2</sub> <sup>d</sup> —p <sub>1</sub> )	Морская мелководная известняковая формация мощностью до 100—150 м. (K <sub>2</sub> <sup>sn</sup> <sub>2</sub> )	Морская мелководная известняковая формация мощностью до 100 м (Горисский район) (K <sub>2</sub> <sup>sn</sup> <sub>2</sub> ) Терригенно-известняковая формация мощностью до 150 м (K <sub>2</sub> <sup>d</sup> —p <sub>1</sub> )	Морская мелководная граувакковая формация мощностью от 0 до 300 м (K <sub>2</sub> <sup>cn</sup> <sub>2</sub> ) Морская мелководная известняковая формация мощностью до 200 м (K <sub>2</sub> <sup>st</sup> —sn <sub>2</sub> ) Морская мелководная терригенно-известняковая формация мощностью до 300 м (K <sub>2</sub> <sup>d</sup> —p <sub>1</sub> )	Морская сравнительно глубоководная известняковая формация, мощностью 100 м (?) (K <sub>2</sub> <sup>sn</sup> <sub>2</sub> ) Морская мелководная известняково-терригенная флишондная формация мощностью до 200 м, изредка до 350 м (K <sub>2</sub> <sup>d</sup> —p <sub>1</sub> )	Морская мелководная известняковая формация мощностью до 200 м, изредка до 350 м (K <sub>2</sub> <sup>d</sup> —p <sub>1</sub> )	Морская мелководная известняковая формация мощностью до 250 м. (K <sub>2</sub> <sup>st</sup> —sn <sub>2</sub> ) Морская мелководная карбонатно-терригенная флишондная формация мощностью до 300 м (K <sub>2</sub> <sup>d</sup> —p <sub>1</sub> )	Морская мелководная граувакковая формация мощностью 100—250 м (K <sub>2</sub> <sup>cn</sup> <sub>2</sub> ) Морская сравнительно глубоководная известняковая формация (пелитоморфная) мощностью от 150 до 350 м (K <sub>2</sub> <sup>st</sup> —sn <sub>2</sub> ) Морская мелководная терригенно-известняковая флишондная формация мощностью от 100 до 1000 м (K <sub>2</sub> <sup>d</sup> —p <sub>1</sub> )	Морская мелководная граувакковая формация мощностью 50—200 м, местами до 700 м (K <sub>2</sub> <sup>cn</sup> <sub>2</sub> ) Морская сравнительно глубоководная известняковая формация с порчиленными органическими детритовыми и биоморфными известняками. Мощность до 300 м (K <sub>2</sub> <sup>st</sup> —sn <sub>2</sub> ) Известняковая органично-детритовая формация мощностью до 1000 м (K <sub>2</sub> <sup>d</sup> —p <sub>1</sub> )	Морская мелководная глинисто-известняковая формация (флишондная), мощностью 300 м (K <sub>2</sub> <sup>st</sup> —sn <sub>2</sub> —p <sub>1</sub> )

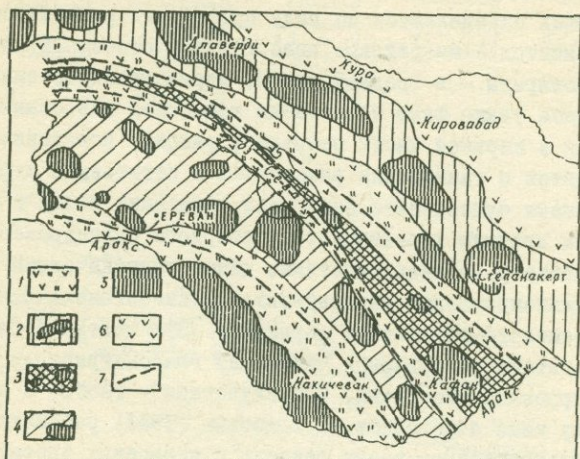


Рис. 10 . Схема тектонической зональности Малого Кавказа в средне-верхнемеловое время.

1. Офиолитовые прогибы (троги): Севанский, Зангезурский и Вединский (с СВ на ЮЗ). 2. Сомхето-Карабахская зона поднятий, включавшая мелководные вулканические прогибы. 3. Базумо-Кафанская зона поднятий, включавшая мелководные вулканические и осадочные прогибы. 4. Анкаван-Мегринская зона поднятий, включавшая мелководные осадочные прогибы. 5. Урд-Джульфинская зона поднятий, включавшая мелководные осадочные прогибы. 6. Предмалокавказский вулканический прогиб. 7. Простирание осевых частей офиолитовых прогибов (трогов).

минировании в остальной части разреза субщелочных базальтов, далее, в кровле — появление кератофиров и их туфов. В сложно дисгармонично дислоцированной толще силицитов и вулканитов кровля и подошва пачек определяются по ряду признаков: ритмичности строения силицитов — микритовые известняки в основании пачек, красные радиоляриты — в средней части, марганцевистые силициты — в кровле. Важен также факт нарастания мощностей известняковых слоев и пачек в верхней части разреза формации, появления парагенеза силицитов с глинистыми разностями и пелитовыми туффитами. Все эти признаки существенно важны для типизации толщи в целом.

Приведем краткую характеристику опорного саринарского разреза. В верховье р. Саринар отчетливо виден тектонический контакт серпентинизированных ультрабазитов Джил-Сатанахачского массива с кремнисто-эффузивной формацией. Эта часть массива сложена гарцбургитами, а северная, наиболее гипсометрически приподнятая, — кварцевыми диоритами, промежуточная — габбро с постепенными между ними переходами. С.Б. Абовян (1981) рассматривает размещение ультрамафитов внизу разреза и кварцевых диоритов — сверху как результат гравитационной дифференциации магмы при формировании интрузива. В зоне тектонического контакта серпентинизированных гипербазитов Джил-Сатанахачского массива с кремнисто-эффузивной формацией сравнительно слабо метаморфизованные (глубинный эпигенез) кремнистые и вулканогенные породы переходят в зеленые сланцы. В сланцах отмечаются реликты шаровой отдельности и линзочки кварцитов (за счет перекристаллизации радиоляритов) и офикальцитов. Далее вниз по центральному ущелью в силицитах выявлены многочисленные остатки радиолярий средне-мелового, так называемого Севанского комплекса (Жамойда и др., 1976). Мощность этой переходной секции разреза — до 50 м.

Вниз по ущелью, а по разрезу вверх следуют пачки серпентинитокластических гравелитов (10–15 м), а также несколько разных по мощности пачек и линз силицитокластов, состоящих из обломков светло-серых кремней, обычно гравийной размерности. Суммарная их мощность достигает 20–30 м. Выше следуют шаровые спилиты, содержащие гнадокластитовые, силицитовые и редко карбонатные включения и межшаровые прокладки.

Порода миндалекаменная, с вариолями на поверхности шаровых

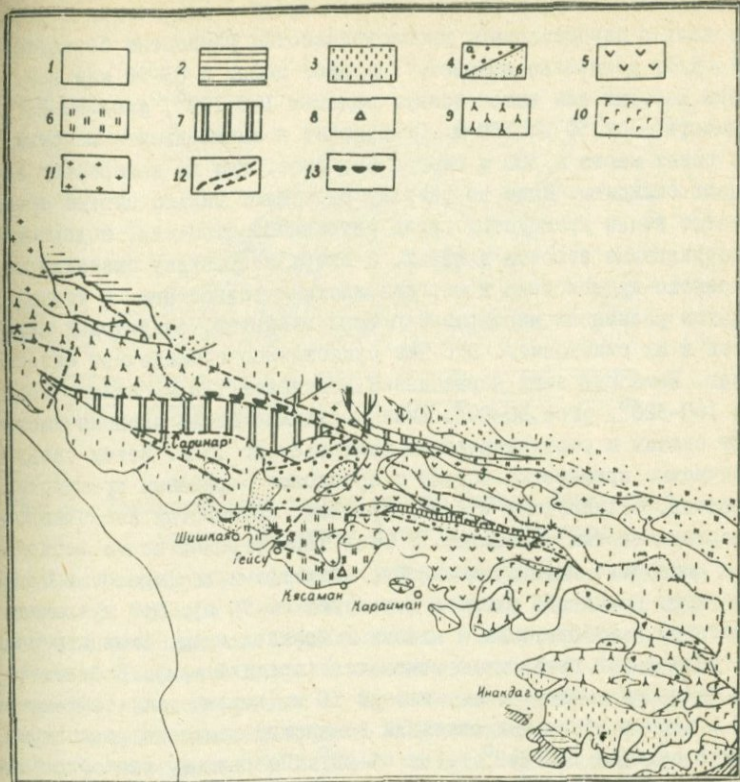


Рис. 11. Схематическая литологическая карта Ю-В части Севанского хребта.

1. Четвертичные аллювиально-делювиальные и озерные отложения. 2. Известняки, песчаники  $P_{1-2}$ . 3. Известняковая толща  $K_2^{SP_2}$ . 4. Траувакковая офиолитокластическая толща  $K_2^{SP_2-ST_1}$ . а) грубый флишoid; б) тонкий флишoid и карбонатная толща. 5. Диабазы, туфы (тигранабердская "фашия")  $K_2^{SP_1(?)}$ . 6. Кремнисто-эффузивная толща (гейсуинская "фашия"): спилитовые порфириды, трахиты, линзы микритовых известняков, радиоларитов, редко металлоносных разностей. 7. Кремнисто-эффузивная толща (саринарская "фашия"): спилиты, пакки силицитов ритмичного строения с металлоносными силицитами, в верхах-трахиандезиты, трахиты. 8. Серпентинитокласты. 9. Ультрабазиты. 10. Гастроиды. 11. Плагιοграниты. 12. Разломы. 13. Бластомилониты.

обособлений. Петрохимически они относятся к толеитовым и отчасти лишь к слабощелочным высокотитанистым разностям базальтоидов. К/Аг датировка возраста лав дает цифры в 83–98 млн. лет. Пачка шаровых лав имеет азимут падения 160–190°, угол 50–85°, мощность – от 50 до 150 м. Сокращение и выклинивание шаровых лав имеют место в 300 м северо-западнее, где их латерально замещают силициты. Выше по разрезу выступают сильно смятые трещиноватые пачки кремнистых пород ритмичного строения, содержащие известняковые прослои в низах, а вверх по разрезу сменяющиеся железисто-кремнистыми и марганцевистыми разностями. В толще силицитов размещены маломощные потоки спилитов, спилитовых порфиритов и их олистолиты. Это уже существенно субщелочные базальтоиды. Мощность этих образований достигает 110 м, азимут падения 160–320°, угол 30–80°. Ниже по ущелью вдоль разлома выступают сланцы и серпентинитовые протрузии до 15 м. Затем следуют коричневые кремнистые породы с прослоями сиреневых кремнистых туффигов, зеленоватых и серых кремней, кремнистых известняков и марганцевистых силицитов. В этой 120-метровой пачке наблюдаются несколько потоков спилитов, спилитовых порфиритов и гиаокластитов (мощность каждого достигает 20–30 м). Все вулканы относятся к субщелочным и щелочным базальтоидам. Силициты содержат радиолярии севанского комплекса (средний мел). В более верхней пачке силицитов, мощностью до 50 м, коричневых, зелено-серых и черных обнаружен обильный севанский комплекс радиолярий. Азимут падения 190–245°, угол 40–80°. По разлому этот блок отделен от более верхней части разреза с рассланцеванием силицитов вдоль разлома.

Выше по разрезу обнажается пачка красных сургучных силицитов (радиоляритов, субрадиоляритов, микрозернистых кремней), включающих линзовидные тела и пачки черных марганцевистых силицитов, а также олистолиты силицитов и редкие потоки спилитов и диабазов субщелочной и отчасти щелочной серии. Мощность этой пачки 50 м. Азимут падения 230–245°, угол 45–70°. Далее следует толща чередующихся маломощных (1–3 м) потоков базальтов, известковистых радиоляритов, известняков, кремнистых туффигов; в этом парагенезе значительное место принадлежит также литокластическим туфам, слагающим пачки (0,5–1 м) и прослои среди кремни-

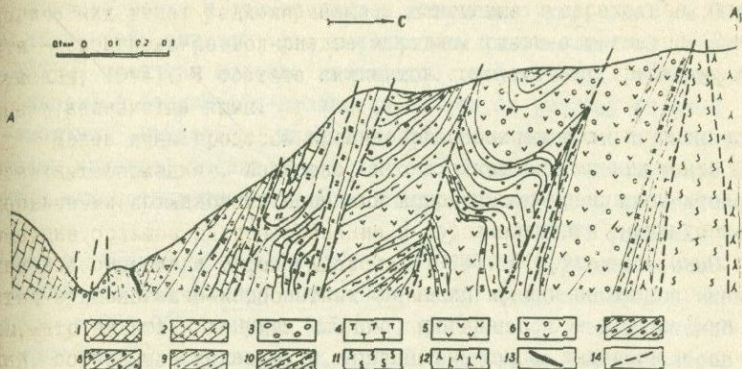


Рис. 12. Геологический разрез южного склона Севанского хребта (верховье бассейна р. Саринар).

1. Известняки микрозернистые и фораминиферовые. Верхний сенон. 2. Прослой зеленоватых известковых пелитовых туффигов в известняках. Верхний сенон. 3. Конгломераты бурые и зеленоватые. Верхний коньяк-сантон. 4-13. Кремнисто-эффузивная формация. 4. Кремнистые пелитовые туффи и алевро-пелитовые туфы. 5. Спидитовые порфириты, диабазы, реже спилиты. 6. Шаровые спилиты, спилитовые порфириты. 7. Марганцевистые силициты (главным образом радиоляриты). 8. Брекчиевидные железисто-кремнистые силициты с пропластками пелитовых кремнистых туффигов. 9. Железисто-кремнистые силициты (главным образом радиоляриты), с пропластками в основании начек известковистых радиоляритов и микрозернистых известняков. 10. Сланцеватые силициты. 11. Метаморфические сланцы и филлиты (аповулканыты). 12. Сланцеватые серпентиниты. 13. Марганцевые окисные руды. 14. Разломы.

стых пород и имеющих андезито-дацитовый и дацитовый состав. Среди силицитов имеются марганцевистые разности. Мощность толщи до 300 м. Участками отмечаются мелкие гнезда и линзы окислов марганца. Состав окисных марганцевых руд: браунит, гаусманит, реже яacobсит, криптомелан. Содержание окислов марганца 20-25%.

Выше по разрезу на породы кремнисто-эффузивной формации несогласно с размывом налегают песчаники, гравелиты, конгломераты офиолитокластического состава граувакковой формации, палеонтологически датируемой позднеконьякским-раннесантонским временем (Акопян, 1978).

Зона контакта кремнисто-эффузивной формаций с формациями подофиолитового чехла осложнена крупным взбросо-надвигом близширотного простирания (рис. II) шириной 120-350 м, который протягивается от устья р. Шмперт до верховьев р. Шамхорчай (Саркисян и др., 1982). На контакте с тектонизированными серпентинитами, вдоль взбросо-надвига породы преобразованы нередко в глаукофан-рибекитовые сланцы. Возраст глаукофанового метаморфизма (K-Ar) определяется в 67-70 млн. лет, т.е. соответствует рубежу мела и палеогена. Следовательно, глаукофановый метаморфизм является постофиолитовым.

Офиолитокластические конгломераты граувакковой формации включают в басс. рр. Дара и Сатанахач и в ряде других разрезов красную гальку апоультрабазитов. Ядровая их часть нередко сложена зеленовето-желтым хризотилом, а красная периферическая - тальк-хризотиловой ассоциацией. Оталькованные породы могли возникнуть при выветривании, а также при гидротермальном изменении гипербазитов в зонах палеоразломов.

По разрезу выше залегают светло-серые известняки верхнесантон-верхнесенонского возраста (Акопян, 1979). В их основании отмечаются крутопадающие дайки габбро-диоритов и пластовые тела мощностью от 7 до 40 м. Известняки слагают ряд антиклинальных и синклинальных складок. В ядре одной из антиклиналей выступают темно-серые известняки, аргиллиты и конгломераты граувакковой формации (верхний коньяк - нижний сантон). Азимут падения  $180^{\circ}$ , угол  $65^{\circ}$ .

Особое место в проблеме генезиса кремнисто-эффузивной формации принадлежит сокращенным по мощности типам разрезов. Сокращенный по мощности разрез кремнисто-эффузивной формации харак-

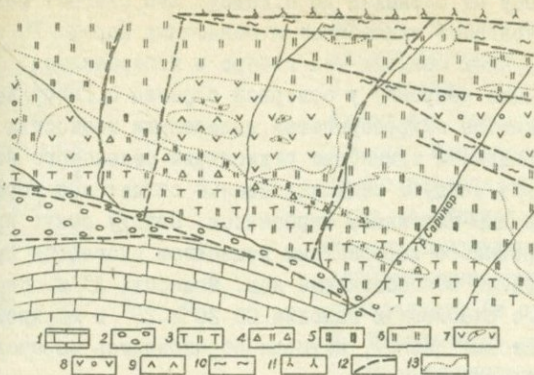


Рис.13. Схема геологического строения  
верховья бассейна р.Саринар.

1. Микрозернистые известняки. Верхний сенон. 2. Конгломераты с прослоями аргиллитов. Коньяк-сантон. 3. Брекчиевидные тонкослоистые бурые силициты (главным образом радиоляриты), кремнистые пелитовые туффиты, алевритовые и псаммо-алевритовые туфы дацитов, маломощные потоки миндалекаменных базальтовых порфиритов с линзами и пачками марганцевистых радиоляритов, микритовых известняков. 4. Брекчии и брекчие-конгломераты, гравелиты, силициты. 5. Ритмично чередующиеся пачки силицитов марганцевистых в кровле и железисто-кремнистых - в основании, изредка микритовых известняков и подчиненные им потоки спилитовых порфиритов, спилитов и диэбазов. 6. Чередование спилитовых порфиритов, спилитов с линзами железисто-кремнистых, реже марганцевистых силицитов. 7. Шаровые лавы спилитов, спилитовых порфиритов (субщелочных и щелочных базальтов) с маломощными линзами силицитов. 8. Шаровые лавы толеитовых базальтов (спилитов, спилитовых порфиритов). 9. Альбитизированные дациты и трахиты. 10. Метаморфические сланцы (аповулканыты с линзами апосилитов и мраморов). 11. Сланцеватые серпентиниты. 12. Разломы. 13. Границы между литологически обособляющимися пачками, свитами.

теризует полосу от с.Шиская до с.Гейсу. Его слагает менее глубоководный парагенез вулканитов и осадочных пород. Характерно отсутствие крупных секущих тел габбро и гипербазитов.

В основании разреза, у северной окраины с.Гейсу выступают розовые кремнистые микрозернистые известняки мощностью до 2-5 м, в которых определены единичные радиоларии севанского комплекса. Выше по разрезу следуют миндалекаменные спилитовые порфириты, в которых миндалины выполнены карбонатом. Породу секут прожилки томсонита. Кремнисто-карбонатным веществом слагаются промежутки между шаровидными обособлениями лав. Мощность 23 м. Вдоль пологого разлома с плоскостью падения СВ  $20^{\circ} < 25^{\circ}$  и шириной до 20 м развиты хлоритовые сланцы, которые образовались за счет вулканогенных и карбонатных пород.

Выше по склону с основными вулканитами по разлому сочленяются туфы и потоки кератофиров. В основании грубообломочные туфы кератофиров включают редкие линзы кристаллических известняков мощностью до 2,5 м, розовато-серых массивных вулканоидных песчаников с прослоями мелкой брекчи, которые западнее сменяются мелкими линзами известняков. Выше по разрезу следуют пачка кремнистых пород (2 м), туфы кератофиров (4 м) и выше - разнообломочные туфы и потоки кератофиров. Мощность 55 м. Единый разрез завершает пачка мощностью 6,5 м тонкослоистых радиоларитов красновато-кирпичного цвета, переслаивающихся с розоватыми тонкослоистыми известняками. В радиоларитах и известняках встречаются остатки радиоларий севанского (альб-верхний мел) комплекса, а также остатки двухкилевых глоботрункан сеноман-туронского возраста.

Наиболее нижние части разреза формации сегодня уже недоступны обозрению из-за хозяйственного освоения этой территории. Имеются фрагментарные выходы метаморфических сланцев и брекчиевидных серпентинитов, им сопутствующих, которые соответствуют уровню пологого надвига, который был отмечен также в районе с.Гейсу и продолжается, следовательно, западнее. Выше по склону выступают темно-серые миндалекаменные базальтовые порфириты, спилитовые порфириты, реже андезитобазальтовые порфириты и вариониты, а также линзовидные тела охристо-зеленых диабазов. Вулка-

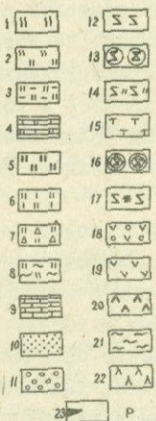
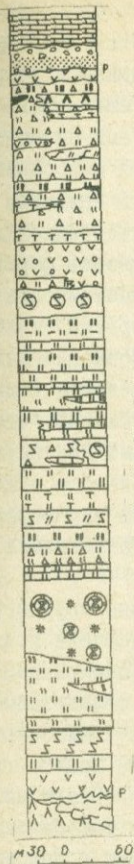


Рис. 14. Разрез кремнисто-эффузивной формации (басс. р. Саринар).  
 1. Силициты "сургучные", красные, массивные, трещиноватые, преимущественно микрозернистые и органо-генно-радиоляриево-микрозернистые. 2. Радиоляриты и апорадиоляриты "сургучные" и красные, железисто-кремнистые. 3. Глинистые радиоляриты (и субрадиоляриты). 4. Известковые радиоляриты. 5. Марганцевистые радиоляриты темно-коричневые и черные. 6. Фтанитоиды, зеленоватые кремни. 7. Обломочные силициты. 8. Сланцеватые силициты (апорадиоляриты). 9. Микрозернистые известняки. 10. Офиолитокластические алевриты и песчаники. 11. Офиолитокластические конгломераты. 12. Спидитовые порфириды, диабазы. 13. Спидиты с шаровой отдельностью (субщелочные базальты). 14. Спидиты и спидитовые порфириды со скрытой шаровой отдельностью. Субщелочные базальты. 15. Туфы базальтоидов. 16. Спидитовые шаровые спидиты

и спидитовые порфириды-толеиты, с корками и рубашками кремнистых пород. 17. Спидиты с вароидитовой структурой. 18. Миндалекаменные разности диабазов, спидитовые порфиритовые-субщелочные базальтоиды. 19. Базальтовые порфириды, диабазы, спидитовые порфириды, субщелочные и щелочные базальтоиды. 20. Дациты альбитизированные, трахиты и их туфы. 21. Сланцы (кварц-хлорит-эпидитовые и др.). 22. Гипербазиты и серпентинизированные их разности. 23. Проявление эксталяционно-осадочных марганцевых руд. P - разломы.

ниты включают несколько мелких линз кремнистых, карбонатных и вулканообломочных пород. Азимут падения в пределах  $340^{\circ}$ , угол  $65-80^{\circ}$ . Между с.Гейсу и восточной окраиной с.Шишкая в разрезе формации прослеживается маркирующая ритмопачка силицитов, к кровле завершающаяся пачкой (2-5 м) марганценосных силицитов. Для всего разреза характерны признаки деструкций карбонатных и кремнистых пород левовыми потоками, с признаками прихвата лавой кремнистого и карбонатного материала, его дезинтеграцией и температурным метаморфизмом. Суммарная видимая мощность формации 80-100 м. Несогласно на ней залегают офиолитокластические конгломераты и песчаники (10-15 м), а выше них - мергели, известняки раннего сенона, относящиеся к граувакковой формации надофиолитового чехла. Итак, сокращенные по мощности разрезы включают в основании блоки метаморфических пород. Не исключено, что это метаморфизованный юрский комплекс. Гравитационный максимум, выявленный вдоль поднятия Севанского хребта, в полосе с.с.Шишкая, Гейсу может быть объяснен приподнятым положением метаморфического комплекса, однако мы ничего не знаем о его возрасте и вариациях уровня метаморфизма.

В западной части Севанской офиолитовой зоны породы кремнисто-эффузивной формации выступают в верховье бассейна р.Ахурян. Породы формации имеют общее северо-восточное простирание. В центральной части выходов преобладают диабазы, базальтовые порфириды, а к юго-востоку - вулканические брекчи и диабазы. Радиоляриты слагают несколько прерывистых выходов, мощностью до 10-20 м, подчиненных двум горизонтам вулканитов. Среди них преобладают кирпично-красные радиоляриты и розовые известковистые радиоляриты. Марганценосные разности весьма редки и маломощны. Имеются линзы и жёды высокожелезистых глобулярных силицитов. Вулканиты включают также линзы и пачки белых мраморовидных известняков, внутриформационных конгломератов. Помимо базальтов в кровле формации выявлены полосчатые сизые туфы дацитового состава. С размывом на породы офиолитовой серии налегают терригенные отложения позднего коньяка и известняки сантона-верхнего сенона (Ренгартен, 1959). Парагенез основных вулканитов, мраморизованных известняков, конгломератов, при сравнительно ограниченном развитии силицитов (радиоляритов и др.) указывает на сравнитель-

но неглубоководную обстановку их накопления. К востоку, в ущелье р. Арчидзор и в бассейне р. Дзкнагет, в разрезе формации развиты радиоляриты, в их числе и марганцевистые разности, пелитовые кремнистые туффиты, образующие в совокупности линзы и реже пачки среди диабазов, шаровых спилитов и гиадокластитов. Силициты включают кварц-гематитовые яшмы. Возраст силицитов и вулкани- тов, по данным радиоляриевго анализа, меловой. Породы кремни- сто-эффузивной формации находятся в тектонических соотношениях с рассланцованными известняками титона(?) - неокома Базумского хребта. По внутренней структуре офиолиты представляют тектони- ческий серпентинитовый и пестроцветный меланж.

Вдоль восточной окраины Дзорагетского массива ультраоснов- ных и основных пород, в пределах западного борта ущелья р. Арчи- дзор развиты мощные сланцеватые кремнистые породы, включающие и марганцевистые разности. Они чередуются с рассланцованными ос- новными и реже кислыми вулканидами. Метаморфизованы они в фа- ции зеленых сланцев (кварц-альбит-эпидот-хлорит-мусковит). Мел- кие тектонические блоки кремнисто-эффузивной формации картиру- ются восточнее арчидзорских выходов, у с. Арманис и в ущелье р. Гергер.

Кремнисто-эффузивная формация развита и на юго-востоке Се- ванской зоны (Шихалибейли, 1964, 1966; Книппер, 1975; Соколов, 1977; Ломизе, Панов, 1975). Гипербазиты и кремнисто-эффузивные образования картируются в тектонических соотношениях с альб-се- номанским комплексом. Их покровное строение: гипербазитовая пластина - нижняя, а эффузивно-радиоляритовая - верхняя, оспа- ривается рядом исследователей (Шихалибейли и др., 1981). В со- став эффузивно-радиоляритовой пластины (Нагдаллинский покров) входят спилиты, диабазы, кератофиры, афировые базальтоиды, гли- нисто-кремнистые и кремнистые породы, карбонатно-кремнистые по- роды, кремнистые радиоляриты и микритовые известняки. Разрезы эти сходны с севанскими. Сближает их существенная деформирован- ность пород, отсутствие общей стратификации: обозначаются лишь фрагменты разрезов. В строении эффузивно-радиоляритовой толщи по парагенезам пород обособляются, по крайней мере, три ассоци- ации. Лавы с кремнистыми прослоями, а также пачки и линзы гра- велитов, песчаников, мелкообломочных брекчий со следами ополза-

ния осадков принадлежат, вероятно, низам первичного стратификационного наложения. Обломки в гравелитах и брекчиях состоят из разнообразных пород эффузивно-радиоляритовой серии, а также серпентинитов, плагιοгранитов и габброидов, органогенно-обломочных и водорослевых известняков. Наряду с лавами, широкое развитие имеют туфобрекчии, лавобрекчии и гиадокластиты, таковы разрезы к северу от с.Вагазин и на ю-з крыле Асрикской антиклинали.

Более верхними по восходящему разрезу, а также замечающими предыдущую ассоциацию в латеральном направлении являются лавовые покровы, чередующиеся со слоистыми кремнистыми породами различной мощности. К наиболее верхней секции разреза, вероятно, можно отнести парагенез кремнистых, кремнисто-карбонатных и карбонатных (микритовых) пород с подчиненными потоками лав и пачками туфов.

В Тоурагачайском синклинории (Ломизе и др., 1975) офиолитовый майданчайский комплекс залегает на отложениях сеномана и прослеживается на запад, в басс.р.Шамхорчай и на юго-восток, к Карабахскому надвигу, р.р.Тертер, Хачинчай, г.Учтыг. Нижняя и верхняя габбро-гипербазитовые пластины и средняя, состоящая из цветного меланжа, соотносятся тектонически. Верхняя пластина срезает нижние две. Отмечен распад пластин латерально в северном направлении на крупные олистолиты и далее замещение их олистостромами и конгломерато-брекчиями, песчаниками, нередко офиолитокластического состава. Олистостромы подстилают и прослаивают аллохтонные пластины. Офиолитокластический материал поступал с юга, поскольку северное обрамление (Сомхето-Карабахская зона) лишена офиолитов.

Мощность офиолитовой серии Сарыбабинского синклинория "тутхунского комплекса" достигает в Гейдаринском и Караханджанском тектонических блоках южного крыла 1,5 км, а в разделяющем их Калябонском блоке сокращена до 30-250 м. В разрезе ю-з крыла Калябонской синклинали олистостромовая толща непосредственно перекрывается терригенными отложениями раннего сенона, мощностью не более 95 м. Эффузивно-радиоляритовая толща (относимая Соколовым к покрову) в разрезе, как видно, отсутствует.

## Кремнисто-эффузивная формация Зангезурской офиолитовой зоны

Слагающие ее породы преобразованы в тектонический меланж, распределение их прерывистое, линзовидное, вдоль восточного борта Анкаван-Мегринской тектонической зоны. Офиолиты обычно перекрыты мощным палеоген-миоценовым "чехлом". Причины столь позднего открытия зонального развития офиолитов вызваны слабой изученностью Зангезурского глубинного разлома. При обосновании наличия офиолитовой зоны, помимо обнаружения пород офиолитовой ассоциации, учтены также результаты сейсмического профилирования и других геофизических методов.

Коренные выходы пород офиолитовой ассоциации в верховье бассейна р. Агандзугет представлены спилитовыми порфиритами, спилитами, а также андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами, включающими редкие линзы спонголитов-радиоляритов, а также зеленовато-серых и розовых микрозернистых кремнистых туффилов. Породы эти катаклазированы, развалены и представляют тектоническую брекчию. Верхняя часть разреза кремнисто-вулканогенной формации слагается туфами, розовыми известняками с линзами радиоляритов и изредка окисных марганцевых руд. Общие для них элементы залегания: азимут пад. СВ  $50-80^{\circ}$ ,  $< 40-85^{\circ}$ . Радиоляриты впервые были обнаружены при поисково-разведочных работах (Машурян и др., 1965). Их формационная офиолитовая принадлежность была дана вслед за выявлением в этой зоне офиолитокластического материала в верхнемеловом разрезе (Асланян, Сатиан, 1977).

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). Однако в этой части разреза обнаружены обломки известняков с орбитоидами кампан-маастрихта и, возможно, что это внутриформационная брекчия, синхронная вмещающей толще. Порфириты левобережья долины Агандзугета относятся к палеогену, они прорваны экструзиями андезито-базальтовых порфиритов среднего эоцена - капутджикской свиты (Джрбашян и др., 1976), в поле развития которой картируются блоки известняков мелового облика, изредка мелкие тела оливинитов.

Агандзугетские выходы офиолитов выклиниваются к югу вдоль

разлома, в бассейне р. Гиратах. Обломки радиоляритов, серпентинитов обнаружены в конгломератах коньякского возраста, залегающих в основании позднесенонских известняков в верховье р. Гехи. На южном продолжении разлома, в долине р. Мусалем, по данным шлиховой съемки аллювия, выявляется крупная аномалия хромита, в аллювии реки нередки гальки вишнево-красных карбонатизированных и ожелезненных гипербазитов. Юго-восточнее, в бассейне р. Шишкерт в конгломератах раннего сенона довольно обычны гальки пород офиолитовой ассоциации, сонаходящихся с обломками пород окузаратской свиты (апт-ранний турон), а также с обломками гранитов, кварцевых порфиров, органогенных известняков с кораллами титон-нижнемелового возраста (определения А.С. Папоян). На эти отложения по разлому надвинуты средне-верхнепалеозойские известняки. По находкам в составе конгломератов галек, принадлежащих окузаратской свите, возраст накопления конгломератов можно ограничить временем от позднего турона до коньякского включительно. Вышележащие известняки и известковистые туффиты отнесены к сantonу, а их перекрывают известняки кампана.

Далее к югу, вдоль Зангезурской шовной зоны, картируются мощные раннесенонские толщи офиолитокластических конгломератов в западной окрестности кочевки с. Нювади (на стыке Мегринского хребта с Зангезурской шовной зоной). Северное продолжение Зангезурской шовной зоны остается спорным.

Зона глубинного разлома, по геофизическим данным (Назаретян и др., 1976), трассируется до южного берега оз. Севан, где в разрезе, пройденном скважиной у с. Карчабур, под молассами сармата были вскрыты породы, сходные с офиолитовой ассоциацией: диабазы, габбро, маломощные тела серпентинитов; радиоляриты в керновом материале обнаружены не были. Породы офиолитовой ассоциации обнажаются на северном берегу оз. Севан, в среднем течении р. Дзкнагет, в ядре брахиантиклинали северо-западного простирания. К ним относятся мелкие тела серпентинизированных гипербазитов и к востоку от них по обоим бортам р. Дзкнагет — разрозненные блоки зеленокаменноизмененных диабазов, реже спилитов и гиадокластитов, тешенитов, включающих мелкие линзы перемятых радиоляритов. Видимая мощность толщи до 30-40 м.

В составе надофиолитового чехла значительное место занимают полимиктовые офиолитокласты, габброкластические накопления и крупные пластины — олистоплаки габбрового состава. Западнее, у

с.Лермонтово в ядре антиклинали, крылья которой сложены известняками сенона, выступают мелкие тела габброидов, принадлежность которых к офиолитовой серии остается недостаточно выясненной. Обнаружение карбонатизированных гипербазитов в обнажениях по борту новой дороги у с.Фиолетово (устное сообщение А.Т.Асланяна) важно для дальнейших корреляций.

На южном склоне Базумского хребта, по правобережью р.Черная породы офиолитовой ассоциации (кремнисто-эффузивной формации) слагают блоки, расчлененные и ограниченные разломами близширотного и поперечного направления и выполненными серпентинизированными ультрабазитами. Представление о дайкообразной форме залегания ультрабазитов ошибочно. С севера породы офиолитовой ассоциации тектонически контактируют с альбскими известняками и алевропесчаными отложениями, а с юга - с вулканитами палеогена. Для внутреннего строения формации показательное чередование диабазов, гематитовых яшм, бурых и сургучных радиоляритов, вмещающих силлы(?) тешенитов (южный - главный блок).

К югу от г.Чах-Чах, в 0,5 км южнее кочевки обнажаются мощные массивные силициты - глобулярные и кристаллические, включающие проявление окисных марганцевых руд; здесь же развиты марганцевистые силициты. В строении формации отсутствуют шаровые спилиты, отмечается преобладание диабазов, наличие мощных пачек гематитовых эксталяционных яшм, а также марганценосных силицитов. Офиолитовая ассоциация составляет тектонические блоки с серпентинитовым матриксом (серпентинитовый меланж). Западные мелкие выходы пород офиолитовой ассоциации выявляются в 300 м выше слияния рек Черная и Желтая. Протяженность этих выходов не более 100 м. Тектонически по надвигу породы офиолитовой ассоциации перекрыты известняками альба(?). В их составе определяются красные яшмы, чередующиеся с вулканитами, а также линзы и пачки кремнекlastической и серпентинитокlastической брекчии и песчаников. Мелкие высыпки радиоляритов наблюдались и по левобережью р.Желтая, в низовье и в среднем ее течении. Все это указывает на протяженность пород офиолитовой ассоциации в пределах Южно-Базумского надвига. Породы офиолитовой ассоциации выступают в ядрах брахиантиклинальных складок южного склона Ширакского хребта (с.Кармракар). Здесь были выявлены мелкие выходы радиоляри-

тов, кремнистых пелитовых туффитов, содержащих редкие пачки псаммитовых основных туффов и потоки базальтов.

Они разобщены разломами и тектонически контактируют на севере и востоке с туфо-осадочной толщей эоцена, на юге - с вулканогенной толщей раннего сенона, на западе - с граувакковой толщей позднеконьякского возраста (Акопян, 1978). Толща силицитов смята в мелкие сжатые складки, разбита многочисленными нарушениями. Простираение силицитов и вулканитов изменчиво. Радиолариты включают крупную линзу оолитовых известняков, сургучные яшмы, а также яшмы темные, слабо марганцевистые. Альб-сеноман-туронский комплекс радиоларитов определен в радиоларитах (Сатиан, 1984).

В заключение отметим сходство кремнисто-эффузивной формации Зангезурской и Севанской офиолитовых зон - низкий индекс эксплозивности продуктов вулканизма, наличие марганцевистых разностей и гематитовых яшм, линз эксталяционно-осадочных марганцевых руд. Кремнисто-эффузивная формация Зангезурской офиолитовой зоны более насыщена субщелочными и щелочными базальтами, в ней заключены сравнительно меньшие объемы силицитов, более заметное место принадлежит спонголитам и радиоларитово-спонголитовым породам.

#### Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация Вединской офиолитовой зоны

Вслед за обнаружением радиоларитов и спилитов в басс.рр. Хосров и Кюсуз (Сатиан и др., 1967, 1968; Егоян, 1956), породы офиолитовой ассоциации были вскрыты глубокими скважинами в пространстве от бассейна р.Ахурян на западе до бассейна р.Арпа на юго-востоке. Значительная часть пород офиолитовой ассоциации погребена под мощным кайнозойем, оставаясь малодоступной изучению.

Верхнюю часть разреза формации слагают диабазы, базальтовые порфириты, спилитовые порфириты, реже спилиты, а также лавокласты, вулканические орекчи, андезиты, трахиандезиты, трахиты, грубообломочные туффиты, с линзами розовых перекристаллизованных органогенно-детритовых и микрзернистых окремнелых извест-

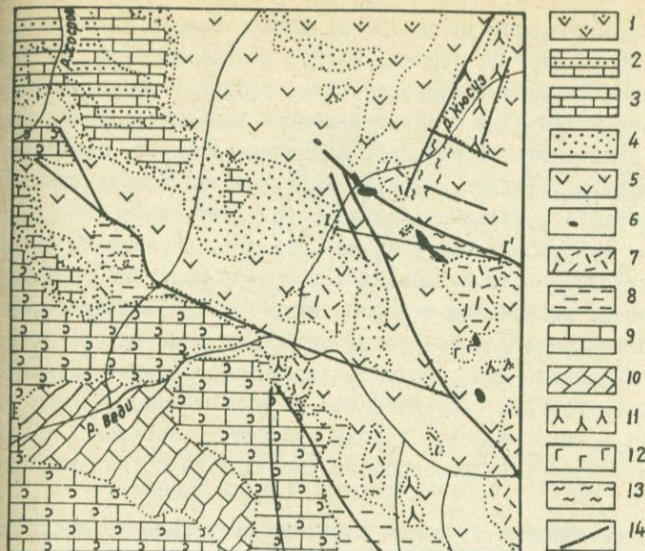


Рис.15. Схема геологического строения верховья  
басс.р.Веди

1. Трахибазальты, трахиандезиты, вулканические брекчии мио-плиоцена.
2. Флишеидные терригенно-карбонатные отложения. Даний-палеоцен.
3. Микритовые известняки. Поздний сенон.
4. Офиолитокластические и микситовые песчаники, алевролиты, конгломераты с прослоями шламowych известняков. Коньяк-ранний сантон (граувакковая толща).
5. Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая толща офиолитовой серии. Альб-ранний коньяк.
6. Выходы офиолитовых пикродолеритов, пикробазальтов, ассоциирующих с вулканическими брекчиями, тешенитами и глобулярными сидцитами и мощными пачками радиоляритов и микритовых известняков.
7. Туфовые трубки ("хосровиты") андезитового состава (офиолитовой серии).
8. Мергели, алевролиты, известняки ("нижняя мергельная толща"). Поздний турон(?) - ранний коньяк.
9. Органогенно-детритовые и биоморфные известняки. Сенoman-турон.
10. Карбонатные породы пермо-триаса.
11. Серпентиниты.
12. Габбро, габбро-диабазы.
13. Зоны приразломного метаморфизма.
14. Разломы.

няков суммарной мощностью до 150 м. Нижнюю секцию разреза, мощностью до 500–800 м, составляют витрокластические туфы буроватые и зеленые, пепловые гиадокластиты, туффиты, радиоляриты, микрозернистые известняки с конкреционными линзами кремней, на отдельных интервалах развиты вулканические брекчии, гиалобазальты, диабазы, спидиты, изредка конгломераты и граувакки. В бассейне р. Кисуз выявлен протяженный горизонт мощностью до 70 м шаровых лав микродолеритов и микробазальтов, а также их эксплозивных продуктов; в их основании и в кровле залегают радиоляриты, микритовые известняки и желтые яшмы (рис. 16). Количество и мощности пачек радиоляритов увеличиваются в зоне максимальных мощностей формации. Осадочно-пирокластическая свита, вмещает главные массы габбро, серпентинитов и серпентинизированных гипербазитов, а также туфовые трубки андезито-базальтов и андезитов числом более 20 и диаметром от десятков до нескольких сотен метров.

Вдоль контакта с туфовыми трубками вмещающие радиоляриты и вулканиды нередко имеют почти вертикальное падение, они раздроблены, цеолитизированы и карбонатизированы, а также местами окварцованы; вдоль западного контакта нижнекисузской трубки развиты крупные жилы красных глобулярных кремней. По эндоконтакту туфовых трубок отмечаются мелкие неправильные по форме обрывки смятых радиоляритов, а также вулканидов, прихваченные из стенок при подъеме магматического материала. Тонкая вулканокластическая структура этих пород скорее образовалась при дроблении магматических масс по мере их, вероятно, очень медленного подъема к поверхности.

Разрез кремнисто-вулканогенной формации осложнен разрывами, и в зонах максимальных мощностей, как например, по левобережью среднего течения р. Кисуз (рис. 16) единой стратиграфической последовательности нет: проблематично, где нижняя, а где верхняя части разреза. Подвзаясь аналогией с менее нарушенными разрезами той же офиолитовой зоны, можно полагать, что горизонт с ультрамафитовыми лавами наращается к западу и сменяется чередованием вулканидов и известняков. Ниже горизонта с ультрамафитовыми вулканидами, следовательно, в разрезе размещены желтые глобулярные кремни с линзами и прослоями крупнокри-

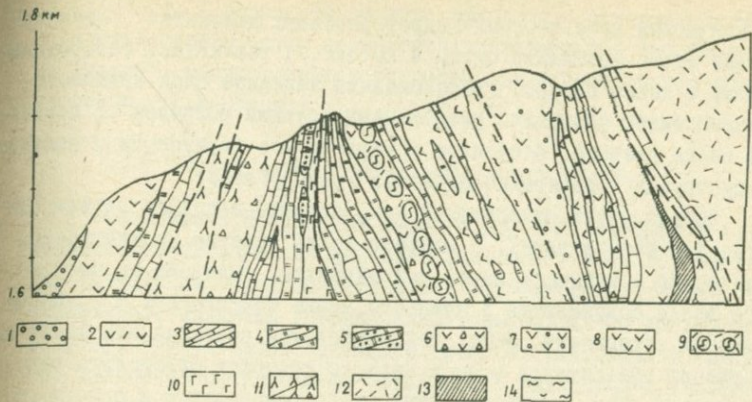


Рис.16. Геологический разрез по левобережью среднего течения р.Кысуз (место разреза - см.рис.15)

1. Граувакковая толща. Верхний коньяк - нижний сантон. Офиолитовая серия.
2. Базальтовые порфириды, андезито-базальты с мелкими линзами известняков.
3. Мириитовые и шламовые тонкослоистые, перемятые известняки.
4. Силициты (радиоляриты и др.).
5. Линзы доломитов и глобулярных силицитов.
6. Вулканические брекчии смешанного состава: обломки ультраосновного и основного витрического вещества, трахитов, базальтов.
7. Миндалекаменные базальты, спилитовые порфириды.
8. Базальты, спилитовые порфириды, спилиты.
9. Пикродолериты: шаровые лавы и брекчия закалки.
10. Габбро, габбро-диабазы.
11. Серпентиниты и серпентинитовая брекчия (нижняя половина знака).
12. Тuffовые трубки андезитов.
13. Метасоматиты на контакте с серпентинитами.
14. Приразломные зоны интенсивного расщелачивания.

сталических красно-бурых гидротермальных доломитов. Характерны для этого фрагмента силлы и потоки(?) теменитов, габбро-диабазов, а также габбро. Расположенный западнее блок кремнисто-вулканогенной формации, разобленный крупным разрывом от остальной части разреза, относится к верхним его горизонтам и включает протрузии серпентинизированных гарцбургитов.

Осевая часть офиолитовой зоны вскрыта западнее скважинами Чатма-I и Карабахлар-I. В разрезе также заметно увеличивается количество и мощность пачек радиоляритов, выпадают из разреза, либо резко сокращаются в мощности пачки терригенных и грубообломочных накоплений. Между тем наибольшее развитие они имеют по периферии офиолитовой зоны и нередко содержат олистолиты пород обрамления. Так, мощность свиты резко сокращается к западу от бассейна р.Кюсуз, особенно в низовье долины р.Хосров.

Породы формации собраны в асимметричные складки северо-западного простирания с изменчивыми углами падения крыльев от 20 до 40 и изредка до 70° в приразломных участках. Разрывные нарушения, почти повсеместно сопутствуя складчатости, распространены крайне неравномерно: наибольшее сгущение наблюдается в центральной части выходов офиолитов. Хосровская антиклиналь осложнена частыми крутопадающими нарушениями северо-западного и поперечного простирания, сосредоточенными в полосе шириной до 1,5 км от с.Бахчаджух до среднего течения р.Кюсуз. Именно к этой зоне приурочена ассоциация пикродолеритов с радиоляритами, а также габбро-диабазов с ярко-желтыми глобулярными кремнями и зернистыми гидротермальными доломитами.

В зоне крупных разломов туфы и эффузивы местами преобразованы в туффоиды, порфиритоиды. Линзы радиоляритов и известняков в их пределах будинированы, серпентиниты содержат редкие 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.Азизкөнд. Породы формации местами дислоцированы в связи с мелкими взбросо-надвижками.

Максимальная суммарная мощность формации весьма значительна: в скважине I-Чатма она превышает 1260, а в скважине 5-Марк

ра - 1000 м. В Арпинском секторе офиолиты - спилиты, радиоляриты и гипербазиты, судя по составу конгломератов надофиолитового "чехла", предполагаются погребенными юго-восточнее под палеогеном (с. Мартирос).

### Вещественный состав кремнистых пород

Соотношение кремнистых пород с другими породами в группе кремнисто-вулканогенных формаций показано в табл.9. Отметим, что для кремнистых пород показательна ритмичность строения. Обычно разнотипные силициты упорядоченно размещаются по восходящему разрезу, причем такая последовательность повторяется неоднократно. Наиболее яркие примеры ритмичности силицитов и наиболее полный "комплекс" ритмопачек можно видеть в зоне максимальных мощностей кремнисто-эффузивной формации Севанской зоны (верховье рр. Саринар, Сатанахач (Гюней) и Шискайя). Между тем в зонах сокращенных мощностей выпадают отдельные "элементы ритма" и суммарные мощности ритмопачек оказываются гораздо меньшими.

В ритмопачках силицитов выделяются ритмы разного порядка.

М и к р о р и т м и ч н о с т ь определяется чередованием слоев (0,1-0,8 мм), насыщенных радиоляритами, и слоев микрозернистого кремнистого вещества, обладающего в ряде случаев реликтовой органогенной структурой. В случае заметной примеси алевропелитовой пирокластике обычный ритм чередования усложняется. Микрослоистость подчеркивается неравномерным распределением пигментирующих кремнезем окислов железа и марганца и некоторыми минеральными новообразованиями (гидрослюдой, карбонатными минералами и др.).

Т о н ч а й ш а я р и т м и ч н о с т ь обусловлена чередованием 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. Имеются примеры данного же порядка ритмичности, обусловленной однако не столько вариациями органогенного и микрозернистого (кварцевого) вещества, сколько интенсивностью пигментации слоев гематитом, а также окислами марганца (оба эти компонента имеют гидротермально-осадочное происхождение).

Типы пород кремнисто-вулканогенной формации  
офиолитов серии Малого Кавказа

Породы	Севанская зона (%)	Зангезурская зона (%)	Вединская зона (%)
Радиоляриты, субрадиоляриты, микрозернистые кремни	20-30	10	10
Силициты	I-5	I(?)	-
Известковые радиоляриты	I-3	I-2	I-5
Силициты с гранулярной структурой	0, п	0, п	0, Оп
Фтанитоиды	I	-	0, п
Спонголиты	0, п	I	I
Пелитовые кремнистые туффиты	5-10	3-5	5-10
Обломочные силициты	I-2	?	I
Серпентинитокласты	I	?	7
Габбро-брекчия	I	-	-
Песчаники	I	I	I-2
Известняки микритовые	I-7	10	10-20
Известняки биокластические	0, п	I	I-3
Известняки оолитовые	0, Оп	0, Оп	0, Оп
Доломиты	0, п	-	0, п
Офикальциты	0, п	0, п	0, Оп
Спилиты	10-15	10(?)	I-5
Толеитовые базальты	5-10	5(%)	I-3
Субщелочные и щелочные базальты	15-30	30-50	15-35
Андезиты	I	2-10	I-2
Трахиандезиты	I-2	I-5	I-5
Кератофиры (андезито-дациты, дациты), трахиты	5	(?)	5
Гиалокластиты	10	10(?)	10-20
Туфы базальтов, реже андезитов и риолитов	I-2	I-3(?)	15-35
Тешениты	-	(?)	0, п
Шаровые пикритобазальты, пикродолериты	-	-	0, Оп

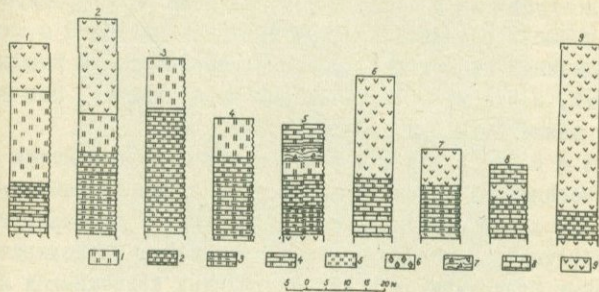


Рис. 17. Типы ритмопачек силицитов.

1. Марганцевистые силициты. 2. Железисто-кремнистые силициты (радиоляриты и апорадиоляриты) с пропластками микрозернистых кремней. 3. Глинистые силициты, чередующиеся с кремнистыми пелитовыми туффитами. 4. Известковистые и кремнистые радиоляриты, известняки. 5. Чередование железисто-кремнистых силицитов микрозернистых с примесью радиолярий, с прослоями красных глобулярных гематитовых силицитов. 6. Глобулярные кремни с высоким содержанием гематита. 7. Брекчии силицитов (радиоляритов и др.). 8. Известняки микрозернистые, известковистые радиоляриты. 9. Спилитовые порфириты, диабазы, спилиты, базальтовые порфириты.

Объяснения к номерации колонок:

№ 1-4, 6-9 - фрагменты разреза кремнисто-эффузивной формации бассейна верховья р. Саринар; № 5 - разрез - с.-з. окраины с. Гейсу, Севанский хребет.

Причины тончайшей слоистости различные: ритмичность поступления того или иного компонента осадков, неравномерность осаждения и переосаждение осадка наддонными течениями, неравномерное поступление и осаждение кремнезема из гидротерм. В бассейне р. Кюсуз (Вединская зона) выявлены силициты с отчетливой градационной слоистостью, которые ассоциируют с глобулярными кремнями, а иногда — с онкоидными известняками. Эти осадки, вероятно, также были привнесены турбидитами.

Мелкая ритмичность определяется упорядоченным чередованием разных по составу слоев силицитов, мощностью от 5–10 до 20 см: глинистых и кремнистых радиоляритов (и апорадиоляритов), марганцевистых и железистых радиоляритов, известковистых радиоляритов и микрозернистых известняков и т.п. (рис. 15).

В разрезах формации выявляется также упорядоченное чередование разных по строению и составу пачек и пакетов кремнистых и прочих ассоциирующих с ними осадочных пород мощностью от 1–5 до 10–15 м (мезоритмы), наконец, чередование по восходящему разрезу нескольких таких мезоритмов. Суммарная мощность макро-ритмов достигает 10–30, иногда 50–80 м.

Перейдем к характеристике главных типов силицитов.

Железисто-кремнистые радиоляриты, субрадиоляриты. Железисто-кремнистые радиоляриты распространены наиболее широко в разрезах офиолитовой серии. Цвет красный, кирпично-красный, "сургучный". Слоистость тонкая, горизонтальная, выдержанная, 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, микро-разрывов и сбросов. Железисто-кремнистые радиоляриты в ритмопачках силицитов 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). Органоген-

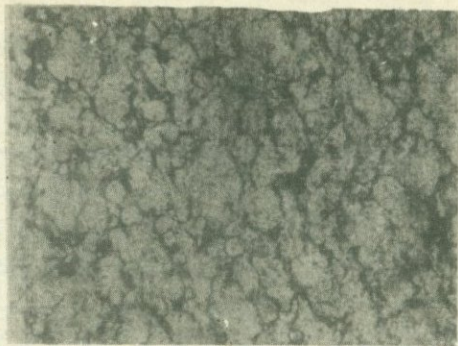


Рис. 18 . Радиоларит железисто-кремнистый. Структура реликтовая. Большинство раковин слиплись в комки, агломератизированы. Контуры подчеркнуты гематитом. Шлиф, х 30 , ник.+

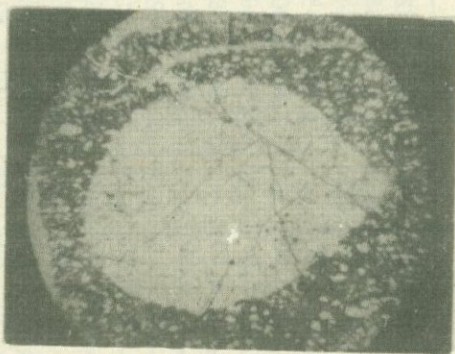


Рис. 19. Белое пятно - участок депигментации радиоларита с более отчетливой органогенной структурой. Кремнистый материал отчасти замещен кальцитом. Шлиф, х 16 , ник.+

Таблица 10

Химический состав силицитов кремнисто-вулканогенной формации  
офиолитовых зон Малого Кавказа

№ № п/п	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	n.n.n.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3	I4
I.	92,49	-	2,22	1,80	-	1,27	1,12	0,40	0,07	0,18	-	0,25	99,80
2.	92,16	-	1,80	1,05	0,14	4,0	0,68	0,11	0,05	0,35	0,13	0,25	100,72
3.	84,09	0,19	3,13	6,05	0,14	6,06	0,34	0,11	0,06	-	0,15	0,50	100,82
4.	80,01	0,29	6,00	7,20	-	4,02	0,95	0,09	0,05	1,05	0,30	0,85	100,81
5.	87,07	-	4,39	3,00	-	2,80	1,00	0,22	0,06	1,04	0,18	0,80	100,56
6.	80,85	-	7,42	2,69	0,28	5,54	0,59	0,63	0,17	2,01	0,11	0,40	100,69
7.	84,03	-	5,25	6,60	-	1,56	0,59	0,43	0,18	1,16	0,06	0,46	100,32
8.	84,06	0,12	5,12	4,50	-	1,85	0,44	1,77	0,19	1,63	-	1,00	100,68
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	100,67
10.	76,16	-	5,05	9,15	0,14	4,85	0,81	0,28	0,31	2,18	0,40	1,40	100,73
II.	68,47	0,06	5,60	12,26	2,24	2,40	1,96	2,56	1,47	1,79	0,38	0,26	99,45
I2.	69,02	-	4,07	1,25	0,14	20,18	0,87	0,05	0,22	3,65	0,97	0,40	100,82
I3.	79,18	0,26	2,70	5,43	-	3,21	3,27	2,06	1,08	1,57	0,18	0,33	99,27
I4.	82,31	0,17	3,13	5,88	0,14	1,00	1,87	2,69	0,70	1,41	0,24	0,43	99,97
I5.	81,53	0,49	9,13	1,71	0,28	0,09	0,43	2,10	0,11	2,05	0,43	2,10	100,45
I6.	90,05	0,12	4,11	1,73	0,16	0,69	0,44	1,07	0,08	1,00	-	1,00	100,45
I7.	71,38	0,35	13,56	4,79	0,28	0,16	0,71	1,69	0,43	2,48	1,00	3,70	100,53
I8.	92,03	-	3,12	2,42	0,71	0,10	0,56	-	0,12	0,77	0,25	0,53	100,61

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
19.	89,65	-	1,60	2,32	0,43	0,71	1,33	1,35	0,16	1,68	0,60	0,80	100,63
20.	89,91	-	1,85	2,13	0,43	0,09	0,63	2,35	0,16	1,52	0,60	1,10	100,77
21.	80,61	0,39	7,33	7,65	0,14	0,77	0,78	0,74	0,08	1,10	0,22	1,00	100,81
22.	86,62	-	5,22	4,40	-	0,56	0,64	0,43	0,07	0,61	0,80	0,80	100,15
23.	90,70	0,10	2,00	2,00	1,76	0,30	0,84	0,40	0,20	1,00	0,10	0,45	99,85
24.	83,76	-	7,80	2,40	1,05	0,10	1,40	0,45	0,30	1,50	0,20	1,10	100,06
25.	76,29	0,26	4,76	11,95	0,14	3,72	1,52	0,34	0,14	1,07	0,19	0,33	100,71
26.	71,01	0,39	6,18	19,36	0,56	0,14	0,49	1,02	0,11	1,04	0,13	0,40	100,83
27.	71,00	0,35	15,15	4,35	0,32	0,22	0,59	1,42	0,16	2,67	0,53	3,62	100,38
28.	82,05	-	5,78	4,84	0,14	0,71	1,12	1,32	0,48	2,06	0,60	1,50	100,60
29.	91,05	0,21	2,42	0,92	0,53	0,18	1,81	0,25	0,20	0,44	0,04	0,34	98,39
30.	91,94	0,17	2,55	0,90	0,46	0,09	1,08	0,40	0,21	1,05	0,21	0,56	99,62
31.	71,84	0,55	12,99	2,31	0,74	0,11	1,11	2,07	0,79	2,30	1,09	3,59	99,49
32.	92,04	-	3,12	1,01	0,71	0,15	1,09	1,04	0,04	1,34	0,06	0,13	100,73
33.	89,10	-	4,23	2,09	0,28	0,09	1,05	0,96	0,13	1,75	0,14	0,65	100,47
34.	76,04	0,99	6,21	6,87	1,56	0,56	1,16	2,47	0,73	3,31	0,06	0,52	100,48
35.	88,67	-	2,55	6,65	0,14	-	0,71	0,49	0,08	0,48	0,06	0,90	100,73
36.	69,29	0,27	6,74	12,52	2,24	0,28	1,55	2,57	0,29	2,70	-	1,50	99,95
37.	81,64	0,16	5,28	3,64	1,58	0,07	3,23	1,25	0,22	2,18	0,60	0,90	100,75
38.	73,25	0,23	4,78	16,03	0,43	0,42	1,23	1,43	0,08	1,02	0,01	1,50	100,41
39.	73,05	0,23	6,31	10,02	2,78	0,58	1,16	3,32	0,12	1,51	0,25	1,10	100,43

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
40.	48,70	0,12	5,40	35,10	4,50	0,12	0,84	2,32	0,37	2,28	0,34	0,23	100,32
41.	82,66	0,03	1,25	10,80	3,20	0,03	1,12	0,68	0,15	0,30	0,22	0,12	100,56
42.	85,76	0,49	0,16	1,30	-	0,01	6,02	1,37	0,08	5,23	0,17	0,25	100,84
43.	90,52	0,13	3,79	1,15	0,14	0,01	0,92	0,42	0,14	1,73	0,57	0,62	100,14
44.	69,47	0,45	7,86	3,32	0,43	0,12	6,51	1,51	-	7,48	1,20	1,45	99,80
45.	69,74	0,66	11,47	4,80	0,65	0,10	2,00	1,82	1,86	4,14	1,10	2,20	100,54
46.	42,20	0,13	5,57	2,50	-	0,09	26,53	0,50	0,04	21,16	1,75	0,15	100,62
47.	92,00	-	1,02	3,27	0,56	-	0,23	2,40	0,30	0,70	0,12	0,05	100,65
48.	92,55	-	-	2,60	-	0,01	1,68	0,82	0,02	1,23	1,00	0,29	100,20
49.	92,23	-	1,32	1,82	-	0,01	1,78	0,65	0,02	1,44	1,20	0,26	100,73

Примечание: № 1-31 - Севанская офиолитовая зона. 1-14 - марганцевистые радиоляриты и радиоляритово-микрозернистые ритмиты; 15-31 - микрозернистые кремни с реликтами радиолярий и радиоляритово-микрозернистые ритмиты, глинистые радиоляриты; 25-26 - кремни с глобулярной структурой; 28-29 - кремнистые пелитовые туффиты, радиоляриты и другие силициты басс.рр.Тертер и Акера. № 32-46 - Зангезурская офиолитовая зона. 32-33 - микрозернистые силициты с редкими раковинами радиолярий; 34 - микрозернисто-радиоляриевый силицит; 35, 41 - силицит с глобулярной структурой; 37 - радиолярит брекчированный с примесью пирокластике; 36, 38, 39 - кремнистые пелитовые туффиты; 40 - кремнисто-гематитовая порода с глобулярной структурой; 41 - силицит; № 42-49 - Вединская офиолитовая зона. 42, 43 - радиоляриты; 44, 45 - глинистые радиоляриты; 46 - известковый радиолярит; 47-49 - силициты с глобулярной структурой.



Рис. 20. Мелкая ритмичность радиоляритов, микрозернистых силици- тов, кремнистых глин и редко микролитовых известняков.

ная структура в одном и том же слое нередко сменяется микрозернистой, без видимых реликтов скелетов радиолярий. Текстура однородная, иногда микроволнистая, конседиментационно-брекчиевидная, брекчированная, вблизи участков разломов сланцеватая. Раковины спумеллярий и населлярий сложены, как и основная масса породы, микрозернистым кварцем, но изредка слагается и халцедоном. Бурые окислы железа неравномерно пигментируют полости скелетов, концентрируются чаще по внешнему их контуру, сосредотачиваются вдоль микрослойков, 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 микровалов 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.

К железисто-кремнистым радиоляритам относится также декоративная полосчатая разность: чередующиеся полоски ярко-красные и почти черные, каждая (мощностью до 0,5-0,8 см). Структура породы от органогенной, сложенной прекрасно сохранившимися раковинами радиолярий, до микрозернисто-органогенной. Черная и

красная окраска определяется составом пигмента - в красных разностях это гематит, черные разности интенсивно пигментированы гематитом с примесью Mn (0,24%). Для них менее характерны повышенные содержания ( в 2 раза и даже на порядок выше) Ni (0,032%), Co (0,056%), Ti (0,04%), Al (0,013%).

Полосчатые яшмы встречены в разрезах юго-восточной части Севанского хребта, между с.Гейсу и Кясамен. Их много и в составе конгломератов надиофиолитового чехла в русловой гальке ущ.Бура-тапа.

В приразломных участках выявляются апородиолариты с новообразованиями гидрограната (гранатсодержащие яшмы). Среднее содержание в железисто-кремнистых силицитах  $C_{орг} = 0,25\%$ , соотношение серы сульфатной к сульфидной 1,2:1 (табл. 12).

Таблица II

Среднее содержание малых химических элементов в силицитах кремнисто-эффузивной формации Севанской офиолитовой зоны

Элементы	Силициты (радиоляриты и другие)						
	марганцевистые (20)	железисто-кремнистые (13)	слабожелезистые (26)+	глинистые (21)+	фтанитовиды (9)+	глобулярные силициты (9)+	туффиты кремн. (8)
Mn	1,68	0,26	0,20	0,27	0,13	0,074	0,17
Ni	138	61	40	170	17	40	61
Co	24	9,2	8	41	15	-	9
Ti	0,09	0,139	0,09	0,41	0,09	0,04	0,39
V	60	52	60	240	30	70	72
Cr	24	23	7	131	10	3	35
Cu	122	57	55	95	50	12	41

Примечание: данные количественного спектрального анализа, + данные приближенного количественного спектрального анализа. В скобках указано количество анализов, Ti - в %, остальные-10-4%. В марганцевистых радиоляритах содержание Li = 13, Rb = 32, Cs = 5, Zr = 42, Sr = 110, Ba = 300, Ag = 0,6, Yt = 58, Yb = 6.

Таблица 12

Содержание в силицитах и известняках кремнисто-вулканогенной формации

C<sub>орг</sub>, Cl, S.

№ № обр.	C <sub>орг</sub>	Cl	S		Сульфатная сера (S <sub>1</sub> )	Сульфидная сера (S <sub>2</sub> )	S <sub>2</sub> /S <sub>1</sub>
I	2	3	3	4	5	6	7
Пределы колебаний	I	0,04-0,82	0,3247-I,482I	0,0900-0,9305	0,027I-0,4796	0,03I2-0,4624	0,17-3,3I
	II	0,10-0,55	0,4786-I,3545	0,052I-I,0683	0,0729-0,229I	0,0666-0,3432	0,86-2,59
	III	0,25-I,43	0,7I36-0,7445	0,39I4-0,5463	0,1744-0,1938	0,11I0-0,1276	0,57-0,73
	IV	0,03-0,36	0,4939-0,7I46	0,2752-0,9866	0,0082-0,2299	0,0646-0,3956	0,52-7,87
Среднее содержание	I	0,25	0,9I56	0,5I42	0,19I3	0,1622	I,2I
	II	0,28	0,7880	0,4009	0,1I85	0,1867	I,55
	III	0,34	0,7290	0,4688	0,184I	0,1I93	0,65
	IV	0,20	0,5942	0,5782	0,1299	0,19I3	3,34

Примечание: I - радиоляриты яшмовые и апорадиоляриты; II - фтанитоиды; III - глобулярные кремни;  
IV - микрозернистые известняки.

Железисто-кремнистые силициты имеют менее широкое распространение в Вединской зоне: преобладают здесь известковые радиоляриты и кремнистые радиоляриты с заметной примесью иги кремневых губок - отложения, характеризующие менее глубоководные условия накопления. Радиоляриты этой зоны кирпично-красные и светло-розовые, состоят из микро- и криптокристаллического 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.

**К р е м н и с т ы е   р а д и о л я р и т ы .** Ритмично чередуются с глинистыми радиоляритами, они тонкослоистые (3-5 см), очень крепкие. Цвет серый, желтовато-серый, на выветрелой поверхности - пятнисто-розовый. Структура от микрозернистой до органогенной, текстура однородная.

**Г л и н и с т ы е   с и л и ц и т ы .** Наиболее мощные пачки их встречены в Севанской зоне. В зоне максимальных мощностей формации в разрезах приводораздельной части Севанского хребта глинистые радиоляриты чередуются с серыми слабоземлистыми 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  $2M_1$ ). В химическом составе породы (табл. 10) высокое содержание глинозема прямо коррелируется с содержанием калия.

**И з в е с т к о в ы е   р а д и о л я р и т ы .** 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.

**Ф т а н и т о и д ы .** Слагают маломощные (0,2-0,5 м, реже до 1,5 м) линзы и прослои среди радиоляритов и прочих силици- тов. 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-микрзернистая. Из органических остатков отмечаются радиолярии, иногда иглы губок. По сравнению с яшмовыми радиоляритами показательно повышенное содержание во фтаниитоидах закисного железа, высокое отношение сульфидной серы к сере сульфатной (табл. I2), обращает внимание низкое содержание Mn, Ti, V, Co, Ni (табл. II).

**С п о н г о л и т ы .** Слагают редкие и тонкие прослои среди микрзернистых кремней и радиоляритов в бассейне р. Черная (Зангезурская зона). Желтовато-серые, тонкослоистые породы. Структура органогенно-микрзернистая. Помимо игл губок, встречаются редкие скелеты радиолярий. Спонголиты выявлены также в агандзугетских выходах офиолитов.

**С и л и ц и т ы - в к л ю ч е н и я .** Это кремнистые "прокладки" и мелкие линзочки, прихваченные эффузивами, обычно лишены органогенной структуры. В химическом их составе выявляются повышенные содержания железа, магния, калия. Под микроскопом в приконтактных частях с эффузивами силициты ожелезнены, в глинистых разностях развивается хлорит, известковые силициты ожелезнены и перекристаллизованы. Растворение в водах газов, отделившихся от остывающих лав ( $CO_2$ ,  $Cl$ ), надо полагать, способствовало переводу в раствор из вмещающих осадков карбоната кальция, окислов железа и марганца. Температурное воздействие лав на осадки ограничивалось (по наблюдениям контактов под микроскопом) узкой полосой в несколько десятков миллиметров, что обусловлено было скорее всего высокой теплопроводностью илов на контакте с лавой.

**К р е м н и с т ы е п о р о д ы с г л о б у л ь н о й с т р у к т у р о й .** Морфология таких кремней линзовидная, пластообразная, реже жилообразная. Пропластки глобу-

Таблица 13

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	n.n.n	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 - силицит, заключенный в эффузивной породе, с.Шишкая.

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

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

лярных кремней довольно часто среди радиоляритов. Мощность их не превышает обычно 1-5 см. Участками встречаются самостоятельные массивные пластовидные залежи красных кремней глобулярной структуры (басс. р. Черная Базумского хребта), где с ними находятся марганцевистые силициты, а также мелкие концентрации окисных марганцевых минералов. Глобулярные кремни слагают крупные секущие тела в районе с. Ардашеви, в басс. р. Акера и в ряде других пунктов.

Под микроскопом (при одном никеле) обнаруживаются реликты глобулярной структуры, в значительной мере затусованной последующими процессами раскристаллизации кремнезема. Структура основной массы микро-мелкозернистая, состав кварцевый. Бурные и красные окислы железа подчеркивают элементы первичной глобулярной структуры. Породы секут многочисленные прожилки кварца с оторочкой халцедона. Реликты раковинного материала отсутствуют. Химический состав эксталяционнных кремней прост (табл. 10): кремнезем и окисное железо, крайне незначительна примесь алюминия, щелочей и малых элементов. При повышенной железистости эти породы представляют определенный интерес как пигменты. Отметим существенные колебания в этих породах содержания  $C_{org}$  и более низкое, чем в других силицитах, отношение серы сульфидной к сере сульфатной (табл. 12).

Глобулярные (эксталяционные) кремни встречаются и в Вединской зоне. Это преимущественно ярко-желтые, реже пятнисто-голубоватые породы, слагающие линзы мощностью до 20-30 см, чаще тонкие слои (до 10 см) и пропластки среди сургучных яшм, вулкаников, а также переслаивающиеся с доломитами.

Гидротермального генезиса желтые яшмы отличаются от буровато-красных высокими содержаниями  $SiO_2$  и меньшими содержаниями Fe (2,4%), Al (0,42%), Mn (0,21%), Ti (0,032%), Cr (0,001%), Ni (0,0001%), Cu (0,00032%). В голубовато-густозеленых разностях сравнительно с желтыми яшмами (с которыми они сонаходятся) выше содержания Fe (7,5%), Ni (0,004%), Ti (0,08%), Cr (0,01%), Cu (0,002%), Ba (0,01%). Отмечаются высокие содержания K (3%), Rb (0,003%).

**Обломочные силициты.** Слагают пропластки, реже слои и пачки среди прочих силицитов. Структура псамми-

товая, гравийная, реже алевритовая и мелко-среднебрекчиевая. Состоят из округлых и угловатых обломков радиоляритов, микрозернистых кремней яшмовой группы, изредка встречены обломки глобулярной структуры. Цемент обычно глинисто-кремнистый, поровый и контактовый, составляющий не более 10-15% породы. Такие силициты встречены в зоне максимальных мощностей формации - на Севанском хребте (басс.р. Саринар) и в Вединской зоне, по правобережью р. Кясуз. Другая разность слагается обломками светло-серых кремней - микрозернистых и спонголито-радиоляриево-микрозернистых, изредка мшанковых известняков. Размер обломков достигает 2-5 см. Цемент карбонатно-кремнисто-глинистый. Вероятно, что эти породы образовались в менее глубоководной краевой части бассейна и привнесены турбидитовыми потоками и в виде оползневых масс.

В обеих разностях силицитов обнаруживается примесь офиолитокластического материала. Градационная слоистость встречается, но это не является обязательным признаком обломочных силицитов.

Брекчи и силицитов с гидротермальным кварц-халцедоновым цементом. Обнаружены на южном склоне Севанского хребта (район сс. Гейсу, Кясама и др.). Брекчи слагают прерывистые зоны с-з простирания и близвертикального падения. Мощность таких зон не превышает 3-5 м. Угловатые обломки, состоящие из радиоляритов и микрозернистых сургучных яшм, скреплены кварц-халцедоновым цементом сферолито-крустификационной структуры. Температура гомотенизации 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. Особенности морфологии и состава говорят о связи их с конседиментационными разломами, где происходил подъем гидротерм и их разгрузка.

Кремнистые туффиты. Пропластки и микрослои их обнаружены во внутреннем строении линз радиоляритов всех трех офиолитовых зон. Главным породообразующим компонентом кремнистых туффитов является тонкий пепел (преимущественно витрокластик) и тонкокристаллический кварц. Своеобразен и химизм этих пород - низкая кремнистость и высокое содержание алюминия и калия. Кремнистые туффиты иногда не содержат микрофауны. Рент-

географическое изучение показывает низкое количество в породе кварца (20-30%), предполагается присутствие рентгеноаморфного компонента - продуктов девитрификации.

### Металлоносные силициты

Уже в немалочисленных публикациях по вопросу о генезисе металлоносных отложений мезозойских офиолитовых серий центрального Средиземноморья и Передней Азии прослеживается мысль об аналогии их с металлоносными отложениями СОХ современных океанов. Утверждается, что вынос металлов происходил гидротермальными системами, возникшими в погребенных вулканических массах. Насколько эти параллели правомерны и существует ли единый механизм возникновения металлоносных отложений в пределах океанических кор - вопросы эти остаются весьма спорными.

Нельзя не обратить внимания на то, что особенности строения малокавказских офиолитовых разрезов, а именно - чередование металлоносных и прочих силицитов с вулканитами дифференцированной серии и наличие металлоносных осадков глубоководной и мелководной ситуации, снимают в решении этой проблемы ряд неизвестных, а путем сравнения приближают к решению конкретной обстановки накопления металлоносных осадков и их соотношения с вулканизмом по источнику металлов, поскольку на этих примерах могут быть прослежены вариации составов и вулкаников и синхронных им металлоносных осадков на разных уровнях офиолитового разреза.

Генезис металлоносных силицитов рассмотрим по результатам геохимического изучения пород опорного саринарского разреза, а также по сопоставлению с разрезом у с.Гейсу (табл.15), относящихся к центральному сектору Севанской офиолитовой зоны (рис. 14).

Саринарский опорный разрез по парагенезам пород обособляется на три секции. Породы нижней секции тектонически контактируют с серпентинизированными ультрабазитами Джил-Сатанахачского массива. В этой секции развиты потоки субщелочных базальтов, чередующихся с радиоляритами. С радиоляритами совместно нередко отмечаются пачки микритовых известняков, тонколистоватых

кремнистых аргиллитов и адевролитов, в верхах этой секции отмечены грубообломочные, без четкой слоистости серпентинитогабброкластические накопления с карбонатным цементом, включающим остатки мшанок. Эти отложения скорее представляют собой олистостромы. Суммарная мощность этой секции разреза достигает 50-80 м. Выше по разрезу следует маркирующая толща шаровых толеитовых лав мощностью до 50 м (рис. 14). Шаровые лавы разобщены гиадокластическими прокладками, содержащими местами включения красного силицита. По петро-геохимическим особенностям толеиты заметно обособляются от толеитов типа COX (Сатиан, 1985) высокими концентрациями Ва, Та, Ть, Се, а также Sr, Р; кроме того в них заметно меньше иттрия, иттербия. Маломощные пачки силицитов появляются выше этой однообразной толщи, которая между тем выклинивается к СЗ в 100-150 м от центрального устья р. Саринар. Силициты и чередующиеся с ними вулкани-ты (субщелочные базальты с шаровой и массивной отдельностью) относятся условно к нижней секции саринарского разреза. Зона разлома мощностью до 15 м, где по вулканикам развиты кварц-хлоритовые сланцы, а также брекчированные и рассланцованные серпентиниты, обособляет нижнюю часть разреза от средней. В средней части разрез слагается мощными пачками силицитов ритмического строения.

Основание таких пачек, мощностью до 20-30 м, слагают микритовые известняки, выше которых следуют чередующиеся светло-серые, бурые радиолариты и кремнистые тонкослоистые глины с пропластками бурых кремнистых пелитовых туффитов; далее разрез ритмопачки наращивается сургучными радиоларитами, которые сменяют ярко-красные микрозернистые силициты, содержащие примесь радиолариевых ракозидов и пропластки радиоларитов. Наконец, разрез ритмопачек венчают металлоносные силициты, хрупкие, темно-коричневые, с поверхности черные, обычно среднеслоистые, иногда тонкослоистые, мощностью до 10-15 м. По простиранию металлоносные силициты прослеживаются до нескольких десятков метров, реже - более сотни метров (рис. 12, 13), быстро выклиниваются или смещаются поперечными простиранию разломами, либо сочленяются кулисовидно. Обычно они стратиграфически соотносятся с вы-

шеллажами известняками или радиоляриями основания следующей ритмопачки. Относительно реже металлоносные силициты перекрываются потоком базальтов. Вариации мощностей ритмопачек значительны - вплоть до выпадения того или иного компонента ритмопачки и сокращения суммарной ее мощности от 30 до 3-5 м.

Силициты чередуются с пачками базальтов - шаровыми и массивными, относящимися к субщелочной серии. Верхи этой секции разреза отличаются более мощными пачками металлоносных силицитов и сокращением мощностей вулканитов. Наконец, верхняя секция саринарского разреза слагается микритовыми известняками и радиоляриями, слагающими пачки мощностью до 2-3 м, либо линзы среди вулканитов. Ритмичность строения силицитов делается менее четкой, и в основании ритмопачки существенное место принадлежит микритовым известнякам. Состав вулканитов колеблется от субщелочных и редко щелочных базальтов, андезитов, трахиандезитов до трахитов, кератофиров - андезито-дацитов; имеются в разрезе пачки литокластических туфов, андезито-дацитов и алевритовых туфов и туффитов, липарито-дацитов. Местами выступают кератофиры субвулканического облика, окруженные полями кремнекласитов, содержащих примесь обломков габбро.

Итак, в разрезе ущелья Саринар по парагенезам пород обособляются три секции, причем металлоносные силициты имеют наибольшую мощность в средней секции, и отчетливо ритмичное строение имеют включающие их пачки неметаллоносных силицитов.

Кратко охарактеризуем особенности строения и состава металлоносных силицитов. Под микроскопом они чаще представляют ритмиты: чередование тонких, мощностью 0,3-0,8 мм, слойков, насыщенных радиоляриевыми скелетами и их детритом, и слойков из микрозернистого кварца с редкой примесью раковин радиолярий или вовсе без них, наконец, иногда встречаются слойки пелитовых кремнистых туффитов. Почти аморфные (рентгеноаморфные) массы марганцевых минералов, а также гематита, пигментируют основную микрозернисто-кварцевую массу породы и раковины радиолярий, подчиняясь ее структурно-текстурному рисунку, концентрируясь предпочтительнее по границам микрослойков. Порода пересекается поздними кварцевыми мелкими прожилками, содержащими минералы окислов марганца и железа.

Таблица I4

Содержание химических элементов  
в металленосных силицитах и вулканитах

Эле- мент	Гнижи.	П	Пнижи.	Пверхн.	Ш	Ш	БСШ <sup>II</sup> / Ме-С <sup>II</sup> в.	БСШ <sup>III</sup> / Ме-С <sup>III</sup>	Ме-С <sup>III</sup> / Ме-С <sup>II</sup> в.
	БТ	БСЦ	Ме-С	Ме-С	БСЦ	Ме-С			
Al	6,8	6,4	2,0	3,0*	7,4	2,9	2,1	2,5	0,9
Fe	7,4	6,2	2,7	4,3	7,4	3,4	1,4	2,1	0,7
Mn	-	0,48	1,0	1,1	0,12	1,5	0,43	0,08	1,3
Cr	250	58	31	26	118,4	39	2,2	3,0	1,5
Ni	175	39,8	46,3	106,6	53,4	88,7	0,37	0,6	0,8
Co	50,4	32,2	5,0	21	18,6	21	1,5	0,9	1,0
Cu	49,1	51,1	111,3	153	39,0	168,7	0,3	0,23	1,1
Sr	449	296	99,6	63,3	394	196	4,6	2,0	3,1
Ba	136,6	169,8	280	286,7	270	465,7	0,59	0,58	1,7
Rb	10	31,6	36,3	22,6	44	55,3	1,4	0,80	2,5
Cs	0,7	2,0	1,63	1,1	2,9	2,0	1,8	1,4	1,8
Ta	1,3	1,0	0,22	0,2	2,9	0,3	5,0	8,1	1,8
Th	1,7	2,1	2,7	2,3	4,8	4,2	0,9	1,1	1,7
La	22,0	21,6	42,8	60,3	39,0	64,2	0,36	0,61	1,1
Ce	40,6	37,3	20,1	21,8	73,2	35,5	1,76	2,1	1,7
Sm	5,6	6,0	6,6	8,2	6,9	9,4	0,7	0,73	1,1
Eu	15,2	1,9	1,4	3,5	2,1	4,1	0,54	0,51	1,25
Tb	0,7	1,0	0,6	0,9	0,9	1,0	1,1	0,9	1,1
Yb	1,9	3,2	2,3	3,0	2,9	3,2	1,1	0,9	1,1
Lu	0,34	0,5	0,4	0,5	0,4	0,6	1,0	0,9	1,2

Примечание: результаты нейтронно-активационного, атомно-адсорбционного анализа (ИГ, ГСО АН СССР).

Разрез уездья р.Сарниар, I,II,III - части восходящего разреза: БТ - базальты телентевые. Средние содержания. БСЦ - базальты субщелочные (и щелочные). Ме - С - металленосные силициты. БСЦ<sup>II</sup>/Ме-С<sup>II</sup>в. - отношение содержания элементов в базальтах к таковым в металленосных силицитах.

Среднее содержание в металллоносных силицитах  $Mn = 1,68\%$ , а  $Fe = 5,5\%$  (нижним пределом принято содержание  $Mn = 0,8\%$ , при фоновом в безрудных силицитах —  $0,25\%$ ). Сумма металлов  $Mn$  и  $Fe$  колеблется от  $3,7$  до  $10,5$ , в среднем составляя  $7,2\%$ , отношение железа к марганцу низкое — от  $1,9$  до  $7,4\%$ , в среднем  $4,7\%$ . В скоплениях марганцевистых минералов выявляются браунит, гаусманит, редко якобит и криптомелан (Сатиан, Ялфрани, 1976).

Сходный петрографически тип металллоносных силицитов выявляется в ассоциации с микритовыми известняками, известковистыми радиоларитами, изредка с органогенно-обломочными известняками. Вулканы этих разрезов офиолитовой серии, обнажающиеся вдоль подножья Севанского хребта (с.с. Гейсу, Шиска), представляют сильно пористые щелочные и субщелочные базальты, реже трахиандезиты, а в верхах этих разрезов обычны субвулканические, лавовые и туфовые образования группы кератофиров: андезиты-дациты, дэциты, редко липариты-дациты. Подчеркнем также, что известняки и силициты в этих разрезах представляют приуроченные к тому или иному уровню разрозненные линзы мощностью до нескольких первых метров. Причем именно для этих накоплений показательны механические деструкции поверхности напластования осадков вышележащими лавовыми потоками и участками — отчетливо выраженное термическое их воздействие на осадки. Что касается металллоносных силицитов, то они образуют в этих разрезах всего лишь одну пачку, мощностью до  $4-5$  м, которая по направлению от западной окраины с. Гейсу на СЗ на протяжении не более  $0,5$  км быстро выклинивается.

Отметим также, что среди кремнистых пород имеются пропластки и секущие тела силицитов с глобулярной структурой. Наибольшее развитие они имеют в Сарьбабинском синклинии (с. Ардашеви), Севанском и Базумском горст-антиклинариях. В этих породах нередко повышенные содержания  $Fe$  (табл. 10) и они, вероятно, маркируют места подтока гидротерм на дно бассейна.

Для вопросов генезиса металллоносных осадков особенно информативными оказались особенности содержания малых химических элементов. Обратимся к анализу их распределения. Прежде всего обратим внимание на то, что средние содержания в металллоносных

силицитах Sr, Cu, Sr, Ba, Rb, Ta, Th и PЗЭ явно повышаются в верхней секции саринарского разреза (табл. I4). Далее, для содержания чередующихся с силицитами вулканитов характерны максимальные содержания опять-таки в верхней, третьей секции разреза (табл. I4), где, как указывалось, помимо базальтов появляются их дифференциаты.

Следующий важный для дальнейшего обсуждения факт - явно пониженные содержания Sr, Ni, Cu, Sr, Ba, Rb, Ta, Th и PЗЭ и особенно легких PЗЭ в металлоносных силицитах гейсуинского разреза (табл. I5), если сравнить их с аналогичными породами офиолитового разреза Саринарского ущелья, где, как отмечалось, имеются явные признаки более глубоководной обстановки их накопления, и этот разрез в тектонических реконструкциях (Сатиан, 1979) относится к осевой части вулканического трога, тогда как гейсуинский - к краевой его части.

Наконец, обратим внимание на заметно повышенное содержание в металлоносных силицитах микроэлементов семейства железа по сравнению с прочими силицитами, известняками и туффитами, с ними ассоциирующими (табл. I0).

Каковы источники поступления металлов в осадок, определяющие их повышенную металлоносность? Попытаемся рассмотреть, каковым является и то кластический вклад в формирование металлоносных силицитов. Содержание песчано-алевритового материала в них крайне мало - 0,00%. Тонкоалевро-пелитовый материал составляет до 10-15% породы, в среднем 6%. Свежее алевро-пелитовое пирокластическое базальтовое вещество, которое представляло примесь к кремнистому осадку, сорбирует минимальное количество микроэлементов из морской воды. Вторичное преобразование пирокластике (в глинистый и другие компоненты) происходит на стадии диагенеза и раннего эпигенеза, и геохимический облик осадка на этой стадии формируется в зависимости от микрокомпонентного состава внутрислойных вод. Что касается вулканокластической примеси в металлоносных силицитах, то она в значительной мере разбавляет концентрации рудных элементов, включая и микроэлементы. Увеличение содержания глинозема ( $Al_2O_3$ ) с 1,9 до 7,2% к верхней части разреза формации в сари-

Сравнение содержаний микроэлементов в металлоносных  
 силицитах и базальтоидах зон сокращенных и макси-  
 мальных мощностей формации

Эле- мен- ты	Силициты Si		Базальтоиды В		В/Si (ЗСМ)	В/Si (ЗММ)	Si/(ЗММ) Si (ЗСМ)
	ЗСМ	ЗММ	ЗСМ	ЗММ			
Al	2,68	2,9	8,5	7,45	3,2	2,6	I, I
Fe	5,0	3,4	8,4	7,4	I,68	2,2	0,7
Mn	3,7	I,5	0,05	0,12	0,01	0,08	0,4
Cr	I6	39	9	118,4	0,56	3,0	2,4
Ni	42	88,7	40	59,4	0,95	0,6	2, I
Co	25	21	15	18,6	0,6	0,9	0,8
Ti	0,10	0,40	0,58	I,12	5,8	2,8	4,0
Cu	I50	I68,7	21	39	0,1	0,23	I, I
Sr	80	I96,6	440	394	5,5	2,0	2,5
Ba	I30	465,7	720	270,2	5,5	0,58	357,7
Rb	28	55,3	47	44	I,7	0,8	I,97
Cs	I,7	2,0	I,9	2,9	I, I	I,4	I,2
Hf	I,2		8,8	5,7	7,3		
Ta	0,21	0,36	6,3	2,9	30	8, I	I,7
Th	2,6	4,2	11	4,8	4,2	I, I	I,6
La	I6	64,2	110	39	6,9	0,61	4,0
Ce	I9	35,5	180	73	9,5	2, I	I,9
Sm	3, I	9,4	10	6,9	3,2	0,73	3,0
Eu	0,70	4, I	2,9	2, I	4, I	0,51	5,8
Tb	0,45	I,0	0,97	0,9	2, I	0,9	2,2
Yb	I,5	3,2	3,2	2,9	2, I	0,9	2, I
Lu	0,25	0,61	0,51	0,44	2,0	0,9	2,4
Zr	37		360	230	9,7		
Nb	<10		130	53	>13		

Примечание: В - базальтоиды, Si - металлоносные силициты. При-  
 ведены средние содержания, ЗСМ - зона сокращенных мощностей  
 (разрезы у с.с.Гейсу, Шишкая); ЗММ - зона максимальных мощно-  
 стей (разрез ущелья р.Саринар). Верхняя секция (Ш). Результаты  
 нейтронно-активационного и атомно-абсорбционного анализов (ИГиГ  
 СО АН СССР).

нарском разрезе может быть связано с несколькими источниками: с поступлением тонкой пирокластики и отчасти - с привнесом эдафогенного и терригенного вещества. Во всяком случае в слабоглинистых неметаллоносных силицитах, относящихся к тем же ритмопачкам, содержится заметно ниже, чем в металлоносных силицитах Cr, Ni, Co: это как бы фоновые содержания - без пелитового и гидротермального вклада (табл. 10). Повышение содержания Cr, Ni, Co, V, Ti в глинистых неметаллоносных силицитах - одного из компонентов ритмопачек, позволяет оценить вклад в микрокомпонентный состав глинистой примеси - не более трети суммарного их содержания. Показательно наличие в минералогическом составе металлоносных силицитов и сопряженных с ними пород зерен пикотита, хромита, которые имеют скорее эдафогенный источник сноса. Тонкоалевритово-пелитовая примесь в силицитах, надо полагать, гетерогенна. Что касается повышенного количества Cr, Co, Ni, V в металлоносных силицитах саринарского разреза - по палеотектоническим реконструкциям наиболее глубоководных (осевой трог), скорее всего обусловлено повышением роли эдафогенного материала, включая размыв достигших уровня бассейна протрузий ультрабазитов. Кроме того, очень существенны для этих рассуждений данные о более низких содержаниях Ni, Co, Cu, Ba, большей части РЗЭ (табл. 15) в базальтах сравнительно с их количеством в синхронных металлоносных силицитах. Можно поэтому полагать, что главная их часть привносится не с пирокластикой и вулканокластической и гиедокластической примесями, и, следовательно, необходимо оценить иные способы их концентрации в металлоносных осадках.

**Г и д р о г е н н ы й** вклад в металлоносные осадки оценивается весьма приближенно. Как показывают исследования современных металлоносных осадков океанов, количеством сорбирующегося из морской воды Cr, Ni, Co, РЗЭ определяется рядом факторов: количеством выпавших гидроксидов железа и марганца и временем их контакта с морской водой.

Для Тихого океана (ю-з части) получены выводы о существенном значении гидрогенного вклада большинства микроэлементов, особенно для РЗЭ (Мигдисов и др., 1979). Выясняется вместе с тем спад отношения Ce/La от ССХ латерально к педагогиче-

## Сопоставление содержаний редкоземельных элементов в металлоносных отложениях Кипра (Троодос) и Малого Кавказа (в г/т)

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	La	La/Yb
<u>Троодос</u> X									
Умбры	100,9	43,4	91,3	18,6	4,5	2,6	6,2	0,8	16,3
	86,7	135,7	92,4	16,5	4,0	2,8	6,7	1,0	12,9
	95,5	24,3	95,2	20,7	5,1	2,8	7,9	1,0	12,0
	125,9	14,4	99,8	21,8	5,2	2,8	9,9	1,3	12,7
	535,8	72,7	319,7	45,7	13,6	7,9	19,6	2,6	27,3
Охры	55,0	17,2	66,1	14,4	3,5	2,0	5,9	1,0	9,3
	57,38	21,3	56,9	12,2	3,4	1,8	5,2	0,7	11,0
	17,5	13,0	16,9	5,0	1,3	0,6	2,3	0,9	7,6
<u>Малый Кавказ</u>									
Севанский хр.	45,2	17,9	34,6	6,79	1,48	0,66	2,58	0,5	17,5
	39,5	19,7	34,0	6,45	1,27	0,61	1,78	0,5	22,2
Мп-Fe-силициты	43,7	22,6	42,6	6,44	1,4	0,62	2,5	0,32	17,5
	75,0	23,7	60,6	10,93	4,52	1,16	3,66	0,5	20,5
	52,2	17,3	34,2	6,6	2,84	0,79	2,5	0,51	20,5
	54,6	23,5	36,7	7,19	3,21	0,85	2,97	0,6	18,4
	77,0	33,6	56,5	12,9	5,67	1,51	4,1	0,69	18,8
	69,8	39,2	35,2	8,41	3,91	0,85	3,12	0,64	22,4
	45,8	18,8	28,4	6,83	2,6	0,73	2,38	0,49	19,2
	16,0	19,0	n.o.	3,1	0,7	0,45	1,5	0,25	10,7
Среднее для металлоносных осадков Тихого океана XX	133	74	123	26	6,3	4,5	17,2	2,9	7,7
Морская вода	0,0034	0,0012	0,0028	0,00045	0,00013	0,00014	0,00082	0,00015	4,1
-конкреции	150	1460	200	55	12	7,5	15	2,7	10,0
Ср.глины	32	73	33	5,7	1,24	0,85	3,1	0,48	10,3

X - по данным Robertson с.а., 1976

XX - по данным Мигдисова и др., 1979.

ским глинам, что, возможно, свидетельствует о тяготении максимальных значений La к осевой части рифта COX. Гидрогенный вклад в металлоносные осадки по отношению Ce/La оценивается в 0,12 (Дубинин, Волков, 1986). В металлоносных силицитах осевой части Севанского офиолитового трога отношение Ce/La определено в 0,32-0,56; для тех же пород краевой зоны оно резко возрастает до 1,19. Имеется существенная разница и по отношениям La/Yb, Ce/Sm между глубоководными металлоносными силицитами (разрез ущелья р. Саринар) и мелководными разностями (разрез у с. Гейсу), относящимися к краевой зоне офиолитового трога.

Таблица 17

Особенности состава РЗЭ в металлоносных отложениях

Отношения	1	2	3	4	5
La/Yb	17,5-22,4	10,7	12,1-16,2 (ед.опр.-27,5)	7,7	
Ce/La	0,32-0,56	1,19	0,1-0,43 (ед.опр.-1,56)	0,56	1,28
Ce/Sm	2,6-3,5 (ед.опр.-4,7)	6,1	0,7-2,3 (ед.опр.-8,2)	2,85	2,8-3,4
Yb/Sm	0,28-0,41	0,48	2,3-3,0	0,66	0,74-0,87

1. Металлоносные силициты Севанского хребта. Разрез ущелья Саринар. Зона максимальных мощностей. 2. Металлоносные силициты Севанского хребта. Разрез у с. Гейсу. Зона сокращенных мощностей. 3. Умбры. Кипр. Офиолитовая серия (Robertson *et al.*, 1976). 4. Средний состав металлоносных осадков Тихого океана (из Мигдисова и др., 1979). 5. Рудоносные илы. Депрессия Бауэр (Балашев, 1976; Мигдисов и др., 1979).

Более высокое содержание La, а также отношения La/Yb в металлоносных силицитах осевой зоны вулканического трога сравнительно с краевой зоной (табл. 15, 16, 17) следует связывать не с различной степенью сорбирования, а с поступлением большей части La с гидротермами, как отмечалось, наиболее интенсивно действовавшими в осевой зоне. Содержание Ce также в

осадках краевой зоны ниже, чем в осевой, также как и Sm (табл.15). Эти факты требуют своего объяснения, исходя из того, что водородный вклад Ce сосредоточен в осадках мелко-водных зон современных бассейнов и, следовательно, высокое содержание Ce в глубоководных металлоносных силицитах офиолитовых трогов региона - результат его осаждения не из морской воды, а в основном из гидротерм. Об этом же свидетельствуют максимальные значения PЭЭ в верхней секции саринарского разреза: нарастание количества PЭЭ идет параллельно с проявлением и дифференциацией базальтоидов.

Г и д р о т е р м а л ь н ы й вклад в формирование металлоносных силицитов очевиден для марганца и железа. На это однозначно указывают такие признаки, как ритмическое размещение металлоносных силицитов среди прочих кремнистых и карбонатных пород, слабая коррелятивная связь между содержанием марганца, железа, а с другой стороны глинозема (рис.21), наконец, высокое значение индекса эксгалативности -  $(Fe+Mn): Ti > 80$ , также как отмечается неоднократно взаимосвязанность вариаций геохимического состава металлоносных силицитов и синхронных вулканитов по восходящему офиолитовому разрезу и приуроченность мощных пачек металлоносных силицитов к осевой части офиолитового трога. Однако не только Mn и Fe, но и Cr, Ni, Sr, Ba и повышенные содержания PЭЭ концентрируются именно в осадках этой осевой зоны. Высокие концентрации в гидротермах PЭЭ - явление нередкое в современных их проявлениях (Michard e.a., 1983).

Итак, для изученных металлоносных силицитов выявляется, что уровень концентрации в них приведенных микроэлементов определяется не только водородным вкладом, но в большей мере вкладом гидротермальным. Слабая коррелятивная связь ( $< 0,5$ ) между концентрациями Fe и Mn и большинством микроэлементов в металлоносных силицитах может быть объяснена ее искажением на постседиментационном этапе - в диагенезе и эпигенезе.

Наличие рудоносных кварцевых прожилков в породе, секущих микрослоистость, возникших, безусловно, на постседиментационном этапе, а кроме того характерные для металлоносных силици-

тов полосчатые концентрации окислов марганца и железа вблизи контактов микрослойков, примеры заполнения рудным веществом полостей раковин радиолярий, выноса марганца и железа из участков повышенной трещиноватости, в зонах динамометаморфизма — все эти процессы существенно нарушили первичное размещение окислов марганца и железа и их соотношение с микрокомпонентами.

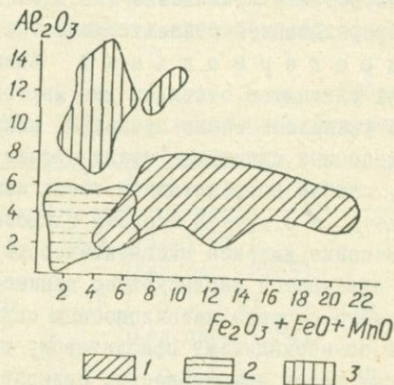


Рис. 21 Диаграмма химического состава силицитов

Поля размещения: 1. Металлоносных силицитов (Mn+Fe, Fe); 2. Неметаллоносных микрозернистых силицитов и радиоляритов; 3. Кремнистых пелитовых туффитов.

В Апеннинах и Альпах металлоносные силициты в сопровождении окисных марганцевых руд, залегают в основании толщ силицитов, налегающей преимущественно на толщу толеитовых базальтов и изредка непосредственно над серпентизированными ультрабазитами.

Металлоносные силициты по площади развития офиолитовой серии образуют несколько ореолов, мелких и крупных, они прерывисты и сосредоточены в местах, где толща силицитов достаточно

мощная (долина Гравилья и др.). Высокие содержания окислов марганца не сопровождаются концентрациями окисного железа, низко содержание и суммарного железа. В этом отношении проявления металлоносных силицитов центрального Средиземноморья обособляются от таковых восточного Средиземноморья и Передней Азии. Накопление окислов марганца происходило из гидротермальных растворов. Подтверждается это и изотопными соотношениями Рь (Varett e.a., 1979).

В сопоставимых с малокавказскими силицитами разностях с содержанием Мп - 2,4-7,3%, более высокими концентрациями отличаются Си (97-360 г/т), Ва (450-1400) и, напротив, сравнительно низкими - Ni (25), Cr (14-20), содержания Со примерно равные.

Минеральный состав - преимущественно кварц и браунит. Отмечаются неустойчиво сильные корреляционные связи между Мп и Си, Ва. Что касается низкой глиноземистости и титанистости металлоносных силицитов, то вероятная причина тому отсутствие вулканно-обломочного и пирокластического привноса в поле кремнистой седиментации. Отсутствие синхронного вулканизма, как видим, определило специфику состава металлоносных осадков и их стратиграфическое местоположение в основании разреза толщи силицитов. Прекращение инфильтрации морских вод в погребенные вулканические массы, постепенно ослабило и пресекло гидротермальную подводную активность и с нею накопление металлоносных силицитов.

На Кипре (Троодос) развиты своеобразные железисто-марганцево-кремнистые отложения - умбры. Залегают они во впадинах вулканического палеорельефа верхних пиллоу-лав, датируемых средним мелом. Ниже по разрезу размещены стратифицированные охры, а под ними и латерально с ними взаимосвязанно - сульфидные руды. Умбры вверх по разрезу сменяются резко радиоляритами низов верхнего мела, а затем бентонитовыми глинами и известняками сенона. Структура умбр чаще глобулярная, изредка градационно-слоистая. Среди умбр имеются прослой светло-серых кремней. Минеральный состав умбр представлен окислами марганца и железа, с примесью кварца и апатита.

Содержания в умбрах  $Si = 4,9-22,9\%$ ,  $Al = 0,95-6,6\%$ ,  $Fe = 5,3-44,0\%$ ,  $Mn = 1,6-12,6\%$ , менее процента -  $Mg, Co, Na, K, Ti, P$ . Содержания микроэлементов показаны в табл. I6. Кроме них определяются (в г/т):  $As (24I-490)$ ;  $Sc (20-24)$ ;  $Sr (I29-486)$ ;  $Nb (48-I40)$ .

Обращают внимание исключительно высокие содержания в умбрах  $Cu, Co, Pb, Zr$ , выявлена резкая отрицательная  $Se$  и слабая - положительная  $Yt$  аномалии (Robertson e.a., 1976). Подстилающие умбры лавы изменены на глубину до 4 м с новообразованием магнезиального смектита. Петрохимически лавы сходны с лавами океанического дна современных океанов. Накопление металлоносных осадков - умбр связывается с существованием срединного хребта и рифтовой осевой долины (Boyle, Robertson, 1984).

В северной Сирии, в Баер-Вассите структурная позиция умбр сходна с разрезом Троодоса - они размещены на поверхности подушечных лав, связанных с дайковым комплексом. В составе умбр преобладают гематит, диоктаэдрический глиноземистый монтмориллонит, постоянным компонентом являются гидроокиси марганца. Химический состав умбр:  $Si = 13,3-15,5\%$ ;  $Al = 4,9-5,5\%$ ;  $Fe = 16,9-17,9\%$ ;  $Mn = 1,0-3,4\%$ ;  $Mg = 1,8-2,3\%$ , содержания  $Ca, Na, K, Ti, P$  варьируют от долей процента до целого (Parrot e.a., 1974).

Марганцевистые силициты в парагенезе с окисными марганцевыми рудами известны в Загросе. Для всей этой зоны весьма характерны марганцевистые разности радиоляритов. На месторождении Аб-Банд суммарная мощность богатых марганцем кремнистых слоев - темно-серых и коричневых ("шоколадных") составляет 5 - 6 м. Содержание марганца в радиоляритах определяется до 0,38%, в красно-бурых кремнистых породах - 1,48% (железа 15,4%), в глинистых кремнистых породах - 0,29%. Состав кремнистых пород мелкозернисто-кварцевый, местами с обилием раковин радиолярий. Характерно резкое выклинивание по простиранию богатых марганцем слоев.

В Омани металлоносные отложения выявлены над нижними лавами, в разрезе верхних пиллоу-лав и над ними (Fleet e.a., 1980). На уровне нижних лав, помимо сульфидов и охр, выявлены мелкие линзы умбр. Существуют латеральные замещения умбр охрами (Вади

Салахи). Марганцевистые умбры, кроме того, в низах разреза верхних лав присутствуют в виде линз, перекрывая вулканические гребни и холмы, высотой до 2 м, а диаметром до 2-3 м. Выше лежащие шаровые лавы часто силицифицированы и переслаиваются с охрами. Выше верхних лав по разрезу развиты линзы умбр, протяженностью до 5 м и мощностью до 1 м. Они тонкослоистые, кремнистые, с прослоями вулканокластического материала; в разрезе отмечены пачки фораминиферового мела с остатками радиолярий. Значительные скопления умбр, пачки радиоляритов и пелагических кальцилитов залегают над верхними лавами, местами они переслаиваются с ними, а также залегают непосредственно на нижних лавах. Умбры, залегающие над верхними пиллоу-лавами, имеют мощность до 10 м, протяженность до 1 км. Латерально они замещаются радиоляритами. Подстилающие лавы брекчированы и импрегнированы гидроокислами железа. Умбры, перекрывающие нижние лавы (зона Вади Джиззи), чередуются с кремнистыми разностями и сменяются вверх по разрезу глинистыми умбрами, которые латерально сменяются порцелланитовыми кремнями. Выше них следуют радиоляритовые алевролиты и кальцилиты, вулканокластические накопления. Вся эта толща перекрыта осадочным меланжем с экзотическими блоками.

Краткий обзор показывает существенные различия структурной позиции металлоносных осадков в офиолитовых разрезах Мезотетиса. То же касается и их вещественного состава: в одних районах это типичные умбры и охры, в других - металлоносные силициты; объединяет их повышенное содержание марганца, железа, малых элементов. Имеются вариации и уровня их метаморфизма: в Альпах, например, развиты высокометаморфизованные разности, в большинстве же регионов металлоносные силициты метаморфизованы на уровне самых верхних ступеней фации зеленых сланцев с переходом в зону глубинного эпигенеза. Не менее примечательны вариации и возраста этих образований: в Апеннинах и Альпах - верхнеюрский-нижнемеловой, в восточном Средиземноморье и в Загрос-Оманской зоне - средне-верхнемеловой, на Малом Кавказе - средне-меловой. Металлоносные силициты, представляющие по сути зачаточные рудные концентрации Mn, нередко соседствуют с рудными

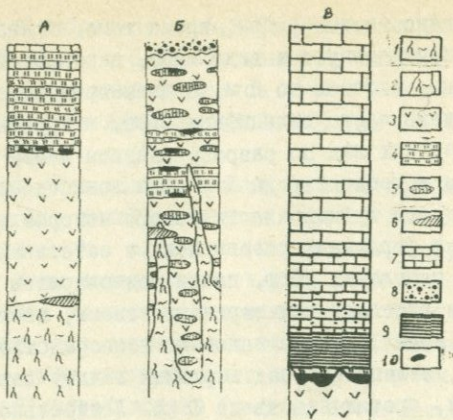


Рис. 22 . Схема размещения металлоносных отложений в разрезах офиолитовой серии Средиземноморья и Передней Азии.

1. Ультрабазиты и габбро. 2. Серпентинизированные ультрабазиты. 3. Вулканы (толеиты в центральном Средиземноморье, дифференцированная серия базальт-кератофировая - в Передней Азии). 4. Радиоляриты и прочие неметаллоносные силициты. 5. Известняки, чередующиеся с радиоляритами. 6. Офикальциты. 7. Известняки микритовые. 9. Глины. 10. Металлоносные отложения: радиоляриты и другие силициты, умбры, охры. Сводные разрезы: А - центрального Средиземноморья, Б - Малого Кавказа, В - Кипра.

концентрациями Mn и Fe (Малый Кавказ, Загрос). В ряде так называемых "обособленных" разрезов (Сатиян, 1984) в нижележащей под силицитами свите базальтов имеются рудные концентрации сульфидов железа и меди (Кипр, Апеннины).

Таблица 18

Концентрация микроэлементов в умбрах Бассита и Кипра сравнительно с металлоносными силицитами Малого Кавказа

Район	10-5	5-2	2-1
Бассит	Co	Cr, Ni, Cu, Pb, Zn	Zn, Ba
Кипр	Cu, Pb, Co	Ni, Zn, Ba, P39 (La, Nd, Sm, Eu, Tb, Lu, Yb)	Cr, Ce

По содержанию Mn+Fe умбры занимают промежуточное положение в ряду: металлоносные силициты - окисные марганцевые и гематитовые руды офиолитовых разрезов. Как видно из приведенных выше данных, накопление металлоносных силицитов в ритмично построенных пачках (саринарского разреза) предшествует излиянию лав, либо во времени оно разобщено длительным этапом седиментации отложений, слагающих ритмопачки. Следовательно, нет прямой зависимости между эффузивным вулканизмом и накоплением металлоносных силицитов. А это значит, что наименее приложима для этих примеров схема выноса металлов из лав при взаимодействии с морской водой (опыты Бишоффа, Диксона и др., в интервале  $T^0 = 200-500^{\circ}\text{C}$  и давлений  $P = 500-800$  бар). Для малокавказского региона также менее пригодна модель накопления металлоносных силицитов при выносе металлов гидротермальными растворами, циркулирующими в погребенных вулканических массах (Лисицын, Bonatti и др.). С этой точки зрения остается необъяснимой ритмика накопления силицитов - нарастание эксталяций к концу ритма; противоречат этой гипотезе достаточно четкая тенденция повышения содержания микроэлементов к верхней секции разреза формации и корреляция спектра микроэлементов в силицитах и синхронных вулканитах. Из всех перебранных наиболее пригодна модель подъема металлоносных гидротерм, отщеплявшихся от остывающего магматического очага (или очагов) (Фролова и др., 1979). Именно в этом случае можно объяснить выявленные вариации микрокомпонентного состава металлоносных силицитов вверх по разрезу формации и коррелятивные связи с геохимическими особенностями продуктов синхронного вулканизма.

При направленной вверх миграции магматического очага в зонах дивергенции и расхождении литосферных плит фронт обводнения фреатическими водами достигает магматической камеры и возникают дополнительные возможности выноса металлов из магматических камер. Не исключается, что источниками металлов могли быть также и вулканические погребенные массы, в которых возникли гидротермальные системы, но основное место принадлежало собственно магматическим - главным и промежуточным очагам зон дивергенции, а также мантийным диапирам этих зон.

Специфика кипрского и басситского офиолитовых разрезов - наличие толеитов типа СОХ, присутствие шитед-комплекса, присутствие сульфидных медных руд в базальтах - позволяет полагать, что это были зоны более масштабного и скоростного рифтогенеза, сопровождавшегося накоплением высокомарганцево-железистых осадков - умбр. Исходя из того, что в полосе от юго-восточного Тавра (Карсанта-Позанта) к Загросу и Оману, наряду со значительными вариациями состава и строения полосчатого и ультрабазитового комплексов, получили развитие крупные месторождения хромитов на уровне предполагаемой петрологической границы Мохо, высокие в металлоносных отложениях содержания Ni, Co, Cr, особенно Cu, Zn, Pb, надо полагать, находятся в причинной связи с вышеуказанными особенностями строения офиолитовых разрезов.

Как видно (табл. 16), малокавказские металлоносные силициты содержат раза в 2-3 меньше окислов Fe и Mn, а также микроэлементов, включая РЗЭ (при более высоком отношении La/Yb), чем умбры Бассита и Кипра.

Из вышеприведенных данных следует допущение, что скорости спрединга в офиолитовых трогах Малого Кавказа были меньшими, чем в Кипр-Оманской зоне. Время спрединга в этих зонах соизмеримо (10-15 млн. лет) и надо думать, что главные различия состава и строения металлоносных отложений обусловлены приподнятым положением мантии - большей активностью мантийного диапиризма в зоне Кипра-Омана. Причем для этой зоны реконструируется возникновение срединного хребта (Boyle *et al.*, 1984).

Между тем, геологические и геохимические, а также геофизические данные по региону Малого Кавказа (Асланян, Сатиан, 1977; Сатиан, 1978, 1984) удовлетворительно объясняют схему формирования офиолитовой ассоциации при ограниченном рифтогенезе континентальной коры с проявившимся инициальным спредингом новообразованной коры океанического типа в осевой части офиолитовых трогов. Срединный хребет, подобный СОХ современных океанов, в этих зонах не возникал. В этом смысле спрединг в офиолитовых трогах сопоставим со стадией спрединга Красного моря, где имеется лишь зачаточный, нечетко выраженный срединный хребет. В основу таких реконструкций положен ряд фактических данных и ги-

потез. Ввиду резкого различия скорости накопления силицитов и скорости спрединга (последняя на несколько порядков выше) крупные скопления силицитов в области вершинной части СОХ не могут сформироваться. Этим разрезам не характерно чередование вулканигов с силицитами, как это имеет место в офиолитовых разрезах Малого Кавказа. Чередование толеитов с субщелочными и щелочными лавами и наличие кислых дифференциатов базальтоидов (кератофиры) не характерны для обстановки типа СОХ. Немаловажны данные о геохимическом отличии толеитовых базальтов региона от толеитов СОХ (Сатиан, 1985). Кроме того нельзя не учитывать того, что состав матрицы металлоносных осадков СОХ не кремнистый, а преимущественно карбонатный, чем они отличаются от металлоносных осадков офиолитовой серии региона. Металлоносным силицитам региона свойственно низкое отношение  $U/Th$  (0,2-0,6), чем для области СОХ, но некоторое геохимическое сходство с металлоносными осадками СОХ следует отрицательной Се-аномалии (Сатиан, 1985).

Альтернативная модель - офиолитовый трог-подтверждается рядом геолого-геофизических данных. Так, офиолитовые структуры контролируются по результатам сейсмического профилирования глубинными разломами, уходящими в верхнюю мантию. Металлоносные силициты приурочены к наиболее мощным разрезам кремнисто-эффузивной формации, слагаемым наиболее глубоководной ассоциацией пород и пространственно примыкающим к крупным массивам ультрабазитов. Вся эта полоса в поперечном простирании офиолитовой зоны сменяется латерально маломощными разрезами данной фор-

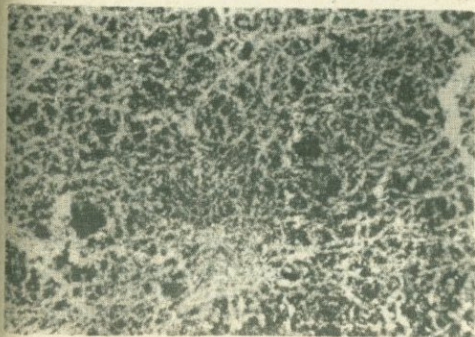


Рис.23 Силицит с глобулярной структурой, замаскированной перекристаллизацией. Шлиф, ув. 30, ник.+

мации, сложившимися менее глубоководными и мелководными отложениями, причем отмечается резкое сокращение в этих краевых разрезах мощностей (и объемов) металлоносных силицитов, так же как здесь редки протрузии серпентинизированных ультрабазитов.

Металлоносные силициты отсутствуют в выходах кремнисто-эффузивно-вулканокластической формации Вединской офиолитовой зоны. Формация отличается также высокой щелочностью вулканических продуктов, высокой explosивностью и весьма незначительным развитием протрузий ультрабазитов.

Таким образом, и на примере малокавказских офиолитовых разрезов положительная корреляция между масштабами растяжения коры и накопления металлоносных осадков находит подтверждение. Металлоносные осадки связаны с наиболее крупным офиолитовым прогибом Малого Кавказа - Севанским, а также с зоной сближения Севанского и Зангезурского прогибов (Базаумский хребет).

На конструктивном этапе воссоздания континентальной коры (граувакковая, известняковая, флишевая и другие формации) накопление металлоносных силицитов резко обрывается.

В эволюции офиолитовых трогов металлоносные отложения обозначают этап, как видно, деструкции континентальной коры и новообразование коры океанического типа - в осевой части трогов. Масштабы накопления металлоносных силицитов в офиолитовых зонах могут быть оценены после детального их картирования и поисков. Ориентировочные цифры по кремнезему, да и по содержанию металлов - марганца и некоторых малых элементов дают основание надеяться, что эти своеобразные накопления, которым обычно сопутствуют рудные концентрации  $Mn$ ,  $Fe$ , представляют в совокупности новый, нетрадиционный вид полезных ископаемых, пригодный для комплексного извлечения из него прежде всего кремнезема и прочих сопутствующих компонентов; это и сырье для пигментов, и в ряде случаев - поделочные материалы.

О распределении химических элементов в силицитах  
(по данным микрорентгеноспектрального анализа)

Особенности распределения химических элементов в кремнистых породах изучались также по поверхности пришлифовок микро-

рентгеноспектральным анализом <sup>х</sup>.

Результаты этого анализа подтверждают данные петрографического метода о наличии среди силицитов металлоносных разновидностей, т.е. заметно более обогащенных металлами. Среди металлоносных выделяются железистые и железисто-марганцевистые силициты. В железисто-марганцевистых радиоляритах значительные содержания марганца связаны с марганцевыми минералами, зачастую пространственно тяготеющими к скоплениям железа в окисной форме. В глинисто-железистых силицитах повышенные концентрации железа связаны не только с окислами железа, но и с глинистыми минералами, в которых железо совместно с калием и алюминием входит в их состав. В глобулярных кремнях глобули часто представлены исключительно окислами железа, местами площади распространения железа совпадают с площадями накопления кальция и магния. Нередки также случаи, когда совпадают контуры распределения  $Ti$ ,  $Fe$ , и  $V$ , позволяющие полагать наличие ванадиеносного ильменита. Наблюдаемые в металлоносных силицитах повышенные содержания  $Ti$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Cu$ ,  $Zn$  распределены более или менее равномерно и зависимость их от текстурно-структурных особенностей пород не всегда отчетлива.

На фотоснимках, сделанных на микрозонде (рис. 24), где видна топография поверхности и контуры скелетов радиолярий в основной массе породы, удается проследить связь между текстурно-структурными особенностями пород и распределением химических элементов в них. Содержание некоторых химических элементов —  $Fe$ ,  $Mn$ ,  $Al$ ,  $K$ ,  $Ca$ , иногда  $Zr$  повышается в пределах контуров скелетов радиолярий, т.е. оно неравномерно и подчинено текстурно-структурным особенностям. С другой стороны, ряд химических элементов распределен вне явной зависимости от текстурно-структурных особенностей породы. Для металлоносных радиоляритов с повышенным содержанием  $Mn$  и  $Fe$  характерны повышенные содержания  $Ti$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $V$ ,  $Cu$ ,  $Zn$ . Но распределены они чаще без четкой связи с текстурно-структурными особенностями породы. Отметим также, что в кремнистых туфитах повышение концентрации  $K$  связано с пло-

<sup>х</sup> Исследования проводились в Центральной лаборатории УГ АрмССР на приборе марки JXA-5A производства японской фирмы "Jeol".  
Аналитик — ст.н.сотр. ИГН Мхитарян Р.Г.

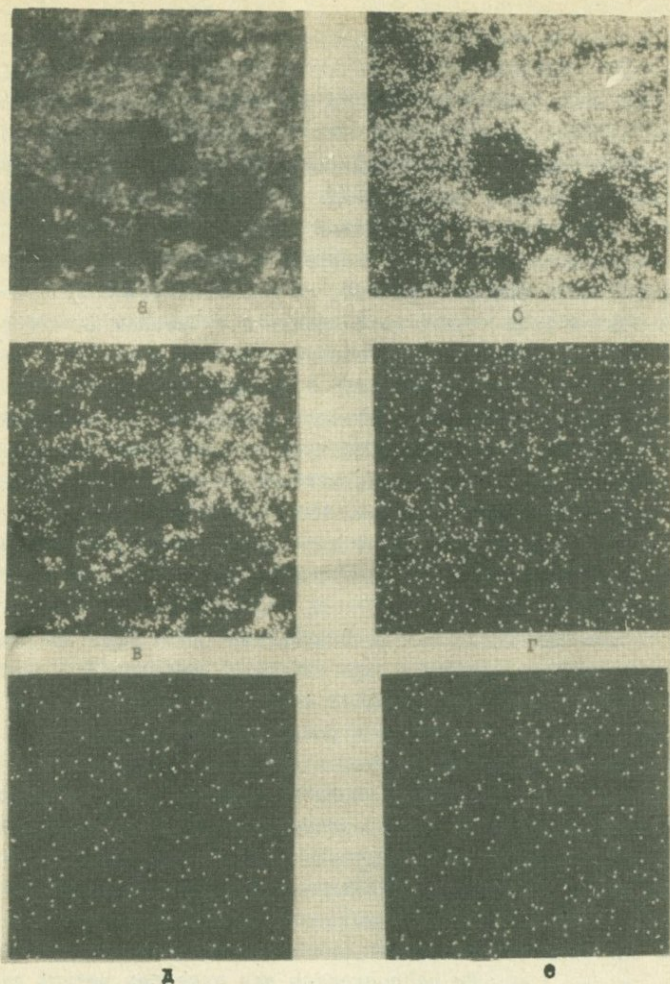


Рис.24. Особенности распределения некоторых химических элементов в железисто-марганцевистом силиците.

а. Композиционный снимок поверхности шлифа (српс). Увел. 300х  
 б, в, г. Характер распределения  $Fe$  (б),  $Mn$  (в),  $K$  (г), подчиненный структурно-текстурным особенностям породы. д, е. Распределение  $Ni$  (д) и  $Co$  (е) без четкой зависимости от структурно-текстурных особенностей породы.

щадями развития Fe и Al, тогда как содержание микроэлементов Ni, Co, V, Cu, Zn в их пределах низкое.

В известковистых радиоляритах распределение Fe, Al, K, Mg и Ca отчетливо зависит от текстурно-структурных особенностей породы. Содержания Fe, Al, Mg связаны, очевидно, с хлоритом. Железо часто представлено окислами. К совместно с Al, иногда и Ca входит в состав глинистых минералов. Распределение Ti, Ni, Co, V, Cu, Zn также обнаруживает четкую зависимость от текстурно-структурных особенностей породы.

Надо полагать, что размещение микрокомпонентов в объеме породы отражает не только первичный их рисунок, но и перераспределение на этапе диагенеза и особенно эпигенеза.

#### О возможном комплексном использовании марганцевистых силицитов

Наиболее мощные скопления марганцевистых силицитов распространены к востоку от басс.р. Дара до басс.р. Шишкая, в приводораздельной части Севанского хребта, протяженностью в 9 км. Второй полосой развития гораздо менее мощных пачек марганцевистых силицитов является полоса низовья хребта от восточной окраины с. Шишкая к западной окраине с. Рейсу. Отмечалось, что в приводораздельной части хребта марганцевистые силициты чередуются в разрезе с железистыми силицитами, глинистыми силицитами, вулканидами. Изредка в основании разреза такой ритмопачки развиты микрозернистые известняки. Мощность пачек марганцевистых радиоляритов колеблется в широких пределах - от 1-2 до 15-20 м, реже до 30 м, по простиранию они выдерживаются на 100-150 м. Картируется до восьми таких пачек.

Рассмотрим полезные компоненты марганцевистых силицитов и возможные пути его извлечения. Минеральный состав марганцевистых радиоляритов прост: микрозернистый кварц и пигментирующие его гематит и гидрогетит, окислы марганца. Терригенная примесь ничтожно мала - 0,01%. Извлечение полезных компонентов должно быть направлено на получение наиболее экономически выгодным способом кремнезема и остальных компонентов - гематита и окислов марганца, а в железисто-марганцевом компоненте сосредоточены малые элементы.

В лабораторных условиях ИГН АН АрмССР исходное сырье было разложено на вышеназванные компоненты путем предварительного спекания с содой и дальнейшего разложения на компоненты в вытяжках. Из 1 кг породы было получено: аморфного кремнезема - 750 г (75%); окислов железа ( $Fe_2O_3$ ) - 100 г (10%); окислов марганца - 40 г (4,0%); прочих компонентов (Al, Na, K, малые элементы) - 11%.

Получены положительные результаты использования аморфного кремнезема в качестве адсорбента (табл. 19). В лабораторных условиях из аморфного кремнезема получено стекло, пригодное для сортовой посуды. Содержание  $Fe_2O_3$  в исходном сырье равно 0,01%,  $SiO_2$  - 99,6%. С добавлением соды к породе путем спекания получено цветное стекло. Кремнезем используется все шире в стекло-керамике и в ряде других отраслей промышленности. Окислы марганца, помимо металлургии, могут быть использованы в качестве пигмента.

Представляется, что более экономически выгодным разделением кремнезема от других компонентов может быть в автоклавах.

Таблица 19

Активность силикагеля к адсорбции

№ п/п	№ обр.	Температура накаливания	Навеска в г	% влаги на сух. породе при 260°	Общ. погл. паров бензола в г	Адсорбционная активность (в %)	
						за 1 сут-ки	за 5 суток
1.	Г-10	900°	1,2581	4,75	0,8581	47,13	68,21
2.	Г-10а	не прокаленный	0,5937	7,02	0,2547	17,60	42,90

Таблица 20

Содержание малых химических элементов в конечных продуктах (в %)

Конечные продукты	Ni	Co	Ti	V	Cr	Cu
$Fe_2O_3$	0,1	0,005	1,0	0,004	0,015	0,018
MnO	0,006	0,004	0,8	0,06	0,002	0,03

Пигментирующие материалы. Кварц-гематитовые эксгальционные силициты Базумского хребта и их аналоги в пределах Севанского хребта могут быть использованы в качестве пигмента. Их морфология, мощности, петрохимические особенности охарактеризованы в соответствующих разделах. Здесь приведены данные изучения некоторых физических свойств (табл. 21).

Таблица 21

Физические свойства пигментов

№ № обр.	Цвет	Укрывистость в г/м <sup>2</sup>	Маслоемкость в %	Содержание растворен. солей в воде в %	Реакция в одной вытяжке
ч-65/4	Бордовый	108,0	13,6	0,42	нейтральная
ч-65/4а	"	105,0	13,0	0,45	"
Р-3/2	Темно-бордовый	75,0	14,0	0,32	"
К	Красный	45-161	16-32	2	"

Примечание: обр.ч -65/4 и ч-65/4а из Базумского хребта; Р-3/2- из района Севанского хребта. К - красные пигменты из главных месторождений СССР. Определения проведены в центральной лаборатории УГ АрмССР, аналитик - Казарян Р.А.

Полученные пигменты отличаются от пигментов эксплуатируемых месторождений прежде всего основой - она кварцевая (кремнистая). Далее пигменты по цвету приближаются к краске капут-мортум. Для этих красок показательна низкая маслоемкость и высокая кроющаяся способность. Из желтых эксгальционных яшм может быть приготовлена желтая краска, из марганцевистых силицитов - краска типа умбры. Отметим известное сходство исходной породы с кипрскими умбрами. Итак, низкая кварцевая основа, маслоемкость и высокая кроющаяся способность позволяют отнести краски к новому типу, отличающемуся от железистых пигментов, в которых иное соотношение глинистого, кремнистого и карбонатного компонентов.

## Кремненакопление и постседиментационные преобразования кремнистых осадков

Недосыщенность кремнием морских вод служит причиной исключительно биогенного способа формирования кремнистых осадков; хемогенное осаждение становится возможным в условиях подводной, отчасти и надводной вулканической деятельности.

Для современных океанов не обнаружено прямых признаков связи кремненакопления с подводным вулканизмом. Радиоларивный планктон преобладает в верхних слоях, до глубин 400 м. Его пространственное размещение определяется климатической зональностью и большей биологической продуктивностью зон дивергенции. Скорость осаждения раковин увеличивается при их слипании и зависит от их формы. С отмиранием и осаждением на дно раковины теряют защитные пленки из силикатов алюминия, фосфоорганических соединений. Начинается интенсивное их растворение.

В мезо-кайнозойских офиолитовых трогах кремненакопление более определенно связано с вулканизмом.

Батиметрия прогибов апеннинского типа (Сатиан, 1984) не сопоставима с глубинами современных океанов. По составу и строению силицитов она оценивается несколько больше, чем 1,5 км (Barrett, 1982). Более мелководные условия существовали для времени накопления офиолитокластов - офикальцитов. Парагенез радиоларитов с известняками, довольно обычный для офиолитовых разрезов восточных и центральных Альп, Динаро-Эллинид, в сочетании с признаками отличия продуктов вулканизма от толеитовых серий СОХ могут быть объяснены меньшей глубоководностью прогибов.

Латеральные переходы таких толщ к синхронным, менее глубоководным и мелководным карбонатным, а в Динаридах - и к обломочным, существенно карбонатным накоплениям оказываются нарушенными более поздними дислокациями.

Парагенез радиоларитов с карбонатными отложениями обычен для офиолитовых разрезов Передней Азии, что уже отмечалось выше. Количественная оценка батиметрии этих прогибов остается пока приблизительной.

Глубины этих бассейнов были несколько меньшими, чем в

центральной Средиземноморье, порядка I-I,5, реже до 2 км, причем наиболее глубоководные части этих прогибов вмещают металлоносные силициты. Менее глубоководные офиолитовые прогибы лишены их или включают в малом количестве (например, Вединский).

Батиметрия офиолитовых прогибов Мезотетиса находилась в тесной зависимости от колебаний уровня Мирового океана. Эвстатически наиболее низкий уровень океана, ниже современного, имел место при триасовом рифтогенезе в области Тетиса (Океанология, 1980, с.298-401).

Наибольший уровень океана, на 400 м выше современного, соответствовал времени формирования позднемезозойских офиолитовых прогибов (конец сенона). К ним относятся прогибы кипрского типа. Несколько более низкий уровень океана был во время возникновения прогибов малокавказского типа (средний мел) и еще меньше - при заложении прогибов апеннинского типа (средняя - поздняя юра).

В условиях наложения вулканизма на кремненакопление имело место механическое воздействие на подводные кремнистые осадки лавового потока. Его интенсивность зависит от массы и скорости движения лавы, от мощности и степени литифицированности кремнистого осадка. В полях развития мощных и выдержанных кремнистых осадков при перерывах вулканических излияний, создавались условия для литификации кремнистых пород. Излияния лавы нарушали слоистость, разобцали подстилающие осадки, особенно их верхние слои. При значительных мощностях пачка радиоляриевых осадков могла оставаться не разобценной. На более крутом склоне периферии вулканического трога маломощные кремнистые осадки оказывались существенно "вспаханными" и разорванными на фрагменты лоскутками.

Температурное воздействие на осадок лавового потока было слабым из-за водонасыщенности осадка, весьма близкого по теплопроводности к морской воде. Основной фронт остывания лавового потока связан с его верхней поверхностью, на контакте с морской водой. Время остывания оценивается впервые несколько часов, при спаде  $t^{\circ}C = 300-500$  град/час. Контактное химическое воздействие лавы на сравнительно глубоководные осадки наблюдать пока не удалось. Значительный вынос из лавы S1, Al, Fe, Ca(?), Na(?),

ряда малых элементов доказывается экспериментально. Влияние лавы на осадок осуществляется в виде переноса газовой фазы:  $\text{HCl}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ . Исток газов происходит не только через верхнюю поверхность потока. Подстилающий осадок (точнее его внутрислойные растворы) также обогащается газовыми компонентами. В случае преобладания  $\text{HCl}$  над  $\text{CO}_2$ , при сравнительно меньшей доле  $\text{SO}_2$ , очевидно понижение pH внутрислойных растворов. Растворимость газов возрастает по ходу движения фронта теплового потока (в связи с падением температуры по направлению от лавы). Поскольку воздействие P и T и pH комбинированное, то в сравнительно глубоководных осадках создаются условия для большей подвижности карбоната кальция, окислов железа и марганца ( $\text{pH} + \text{T}^0 + \text{P}$ ), в меньшей мере и кремнезема ( $\text{T}^0 + \text{P} + \text{pH}$ ). Сравнительно ограниченное растворение кремнезема в пиродиагенезе определено, видимо, кратковременностью повышения  $\text{T}^0$  осадка на контакте с лавой, а также высокой теплопроводностью водонасыщенных осадков и скольжением фронта теплового потока вдоль кровли водонасыщенного кремнистого пласта. Органогенные структуры кремнистых пород поэтому не так уж редки в пачках силицитов, чередующихся с эффузивами. Диагенетические преобразования осадка на контакте кремнистых и эффузивных пород затрагивают лишь какую-то малую часть пород от общего объема формации. Там, где мощность радиоларитов значительна и потоки эффузивов редки, диагенез осадков протекает в условиях низких  $\text{T}^0$ .

К диагенетическим преобразованиям относится депигментация железисто-кремнистых радиоларитов и апорадиоларитов. Участки депигментации представляют овалы диаметром от 0,1 до 2-5 мм и полосы шириной до 2-3 см и длиной до 5-10 см, "пальцы" желтовато-серого цвета на красном фоне породы - результат выноса окислов железа внутрислойными растворами. В марганцевистых разностях такие образования не наблюдались, что, вероятно, связано с большей их насыщенностью пигментом окислов марганца и железа. На этапе диагенеза происходило механическое смятие полукристаллизованного осадка в связи с инверсией плотностей на границе двух сред: эффузивного тела и подстилающего его осадка - кремнистого ила, также как имело место механическое смятие полукристаллизованного осадка при оползневых явлениях.

Об уровне эпигенетических преобразований можно судить по минеральному составу и структуре пород. Наиболее инертен и наименее информативен в стадию эпигенеза кремнезем. Как уже отмечалось, при длительном воздействии высоких  $P$  и значительных  $T^0$  (региональный катагенез) трансформация аморфного биогенного кремнезема завершается образованием микрокриптозернистого кварца. Рентгенографическое и микроскопическое изучение кремнистых пород формации показало, что кварц — это главная и практически единственная минеральная форма кремнезема стратифицированных силицитов. Примесь халцедона незначительна и он развивается в пределах раковин и чаще в центральной части, видимо, в особых микроусловиях сравнительно меньших давлений на сферы скелета радиолярий. Изотропный кремнезем, опал также исключительно редки, а растворимый кремнезем составляет крайне незначительную долю породы. Гидростатическое давление при катагенезе, определяемое весом водяного столба, из палеогеографических реконструкций, оценивается от 50 до 200 атм.; максимальные глубины бассейна достигали 2 км. Литостатическое давление, определяемое мощностью колонны пород и их плотностью, ориентировочно оценивается до 150–250 атм. В сравнительно глубоководной части трога гидростатическое и литостатическое давление максимальны.

Оценки палеотемпературных условий при катагенезе мало достоверны, поскольку, не известен геотермический градиент мезозойской коры в офиолитовых зонах и местные аномалии.

Тепловой поток в зоне гребня СОХ, трансформных разломов и склонов хребтов меняется значительно. Тепловой поток и плотность геоизотерм возрастают при малых мощностях коры и проявлении магматического диапиризма. Накопление кремнисто-вулканогенной формации, в разрезе которой преобладают продукты эффузий, эксплозий и газо-гидротермальной деятельности вулканов протекало в геотермически аномальном участке земной коры с длительно раздвигающимся магматическим диапиром. При суммарной мощности формации около 1–1,5 км ее наиболее нижняя секция разреза располагалась в области температур, очевидно, в 2–3 раза превышающих средненормативные для таких глубин, т.е. порядка 60–100°C. Из коэффициента теплопроводности кварцевых пород более высокого, чем диабазов и базальтов (для кварца — 2,15  $\frac{K}{K\cdot CM}$ , для диаба-

## Содержание аморфного кремнезема в силицитах

№ обр.	Место отбора	$\text{SiO}_2$	$\text{SiO}_2$
		валовое в %	аморфное в %
Ч-2I <sup>Г</sup>	Базумский хребет	69,29	0,32
Ч-2I	там же	73,25	0,68
С-46 <sup>Г</sup>	Севанский хребет, басс. р. Саринар	84,06	0,12
С-47	там же	49,40	0,28
С-48	там же	71,00	0,28
С-48 <sub>II</sub>	там же	не опр.	0,79
С-48 <sub>б</sub>	там же	90,05	0,47
Г-10/9	В 1,5 км СВ с. Гейсу	79,05	0,60
Г-10/10	там же	не опр.	0,86
Г-10/14	там же	71,38	0,56
Г-10/15	там же	92,03	0,67
Г-10/16	там же	76,16	0,55
А-4/4 <sup>б</sup>	Меграшетский хребет, басс. р. Ахурян	89,81	0,75
А-1/15	там же	не опр.	0,76
А-1/2	там же	89,65	0,96

за - 1,91  $\frac{\text{к/кал}}{\text{м.г.со}}$ ) следует, что в зоне развития мощных радиоляри-  
товых толщ в центральной части вулканического трога тепловой по-  
ток был вероятнее всего значительнее. Однако из палеогеографиче-  
ских реконструкций следует, что магмопроницаемые разломы посте-  
пенно захватывали и периферию офиолитовых трогов, поэтому рас-  
пределение изотерм приобретало сложный мозаичный рисунок, веро-  
ятно, с линейно вытянутыми вдоль трога аномалиями. Латеральная  
изменчивость в соотношении кремнистых и вулканогенных пород при  
очевидной разной теплопроводности этих пород могли быть причи-  
ной резко неравномерного распределения теплового потока вдоль и  
поперек офиолитового трога.

Катагенетические превращения кремнезема силицитов запечат-  
лены в разностях пород с органогенной, органогенно-микрозерни-  
стой и микрозернистой (апоорганогенной) структурами. В зоне мак-

симальных мощностей, например, в водораздельной части Севанского хребта, при видимой мощности фации до 800-1200 м, наибольшая частота встречаемости органогенных структур тяготеет к верхней секции разреза, тогда как в средней и особенно нижней секции фации преобладают микрозернистые и органогенно-микрозернистые структуры.

Таблица 23

Распределение структурных разновидностей силицитов в разрезе фации (разрез басс.р. Саринар)

Секция разреза	Ориентировочная частота встречаемости (в %) разновидностей структур силицитов (из 60 обр.)				Сумма
	Органогенная	Реликтовая (апоорганогенная)	Органогенно-микрозернистая	Микрозернистая	
Верхняя	60	5	20	15	100
Средняя	20	25	40	15	100
Нижняя	-	20	20	60	100
Среднее (отнесенное к мощности)	32	21	28	19	100

Убывание к основанию разреза фации органогенных структур - пример вертикальной зональности катагенетического преобразования структурных особенностей силицитов. Глинистые минералы, составляющие примесь в силицитах, по электронографическим и рентгенографическим данным, представлены главным образом гидрослюдой (1М и 2М<sub>1</sub>). Хлорит, иногда каолинит составляют лишь примеси. Образование гидрослюд могло происходить через аутигенное эксгалационное накопление s<sub>1</sub> и a<sub>1</sub>, при терригенном сносе глинистых минералов и при монтмориллонитизации витрокластической примеси в осадках - породах с последующей трансформацией в гидрослуду. Заметная прямая корреляция между содержанием в некоторых силицитах эксгалационных Мп и Fe и, с другой стороны - Al, подтверждает возможность формирования глин при эксгалационном выносе Al и s<sub>1</sub>.

Электроннографическая характеристика  
гидрослюд-примесей в силицитах

Параметры	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
а } о	5,19	5,21	5,21	5,21	5,20	5,19	5,18	5,19
в } А	9,00	9,03	9,03	9,00	9,00	9,00	8,99	9,00
с } β	20,15	9,65	9,63	9,62	9,98	20,00	10,0	20,15
	95	101	101	100	101	95	100 <sup>0</sup> 39	95

К катагенетическим преобразованиям силицитов относится также карбонатизация, развивающаяся по основной массе силицитов и по раковинному материалу, а также в виде прожилков в породе. Кроме того характерно перераспределение подвижных оксидов Mn и Fe, которые нередко встречаются в ассоциации с кварцевыми прожилками в породе. Крупночешуйчатые разности гидрослюды в более поздних, секущих породу прожилках, совместно с мелкозернистым кварцем, относительно более ранним, чем мусковит, характеризуют глубинный эпигенез пород.

Микрозернистые известняки при катагенезе приобретают пятнистозернистую структуру основной массы, с растворением раковин фораминифер и радиолярий. К этой же стадии относится выполнение трещин в породе кальцитом и нередко кварцем. Изменения в эффузивных породах, среди которых преобладают спилиты и спилитовые порфириты, диабазы, разнообразны. Вкрапленники плагиоклаза окварцованы, карбонатизированы, деанортитизированы, альбитизированы, педитизированы, основная масса породы претерпевает альбитизацию плагиоклаза, хлоритизацию, карбонатизацию стекловатого и темноцветного компонентов. Поры и пустоты в миндалякаменных разностях выполнены хлоритом, более поздним кальцитом, нередко и рудным веществом, иногда отмечаются цеолиты, последние характерны для вулканитов зоны сокращенных мощностей формации (Гейсу и др.). Этот тип преобразований может быть отнесен к метаморфическим ступеням фации зеленых сланцев, либо отвечает стадии позднекатагенетического преобразования пород.



**Рис. 25 .** Чередование микрозернистых известняков, радиоларитов и глинистых силицитов верховья басс. р. Саринар. Кремнисто-эффузивная формация, нижняя секция.

Помимо регионального эпигенеза — метаморфизма глинистые силициты обнаруживают в зонах разлома отчетливые признаки рассланцевания, обусловленные динамометаморфизмом. Среди них нередки разности, содержащие гидрогранат.

#### Сравнительная характеристика силицитов офиолитовой серии Передней Азии и Средиземноморья

В северных Апеннинах радиоларитовая толща залегает на неровном вулканическом рельефе пиллоу-дав, причем среди вулканистов верхней части разреза имеются включения глинисто-кремнистого красноватого материала, этим же материалом выполнены миндалины в эффузивах. Толща радиоларитов латерально резко меняется в мощности, но облик осадков сохраняется. В ряде разрезов радиолариты отсутствуют, и кальционелловые известняки залегают непосредственно на офиолитах. Толща силицитов складывается ритмично чередующимися тонкими слоями глины и кремней. Гли-

ны составляют 50-75% радиоляритовой толщи. Характерно ритмичное чередование красных и серых силицитов. Красные радиоляриты слагают главную часть разреза силицитов. Базальные слои (1-2 м) каждого разреза слагают обычно глины, без кремнистых слоев. Слои песчаников с офиолитокластами присутствуют в некоторых, преимущественно базальных, частях толщи радиоляритов. В слоях кремней отмечены знаки течений, признаки мягкой деформации и градационной слоистости; в большинстве случаев слои кремней имеют резкие границы кровли и подошвы; слои с градационной слоистостью составляют не более 20% от всех кремней. Нередко встречается градационная слоистость симметричного типа (Насцио Джордже). Механизмы развития градационной слоистости, возможно, и преувеличены: из моделированных расчетов (Barrett, 1980) следует, что скорость осаждения радиолярий при перестроении кремнистого осадка составляет менее 1 см в секунду, что много меньше, чем скорость осаждения того же размера кластических осадков (1-10 см/сек). Возможности градации и сортировки радиолярий из турбулентного потока, следовательно, весьма ограничены. Ламинация наблюдается по смене темных и светлых слоев мощностью в несколько миллиметров: темные слои богаты гематитом и глиной и включают более крупные радиолярии. Ламинация свойственна лишь 20% слоев, но также присутствует в верхах разреза слоев с градационной слоистостью. Ламинация, градационная слоистость и структуры размыва и давления отмечаются в Рокетта ди Вара (Carrison, 1974). Средние скорости накопления силицитов оцениваются в 4-7 мм за 1000 лет.

В офиолитовом разрезе зоны Отрис Эллинид в толще кремней и красных глин выявлено широкое развитие параллельного напластования, а в редких случаях - косоугольной слоистости (Nisbet e.a., 1974). Обособляется несколько типов наслоения кремней с более или менее выраженными признаками градации (от слойка, насыщенного обломочным кварцем с примесью или большим количеством радиолярий, к глинистому слойку кровли). Выявляются также интервалы с более мощным слойком радиоляриевого алевролита, имеющего отчетливую параллельную ламинацию. Наиболее часто встречаемая мощность слоев, имеющих градационную слоистость, определяется от 1 до 7 см.

Рассмотрение кремней офиолитовой серии Апеннин и Эллинид показывает преимущественно осадочный источник кремнезема. Парагенетически с кремнями в наиболее глубоководных прогибах ассоциируют красные и бурые глины, в разной мере содержащие кремнистый материал. Обломочный материал местами присутствует в базальных слоях. В менее глубоководных прогибах кремни ассоциируют с граувакками, аренитами (восточные Альпы, Луканские Апеннины и Калабрия, северная часть Центральной офиолитовой зоны Динарид).

Рассмотрим кипрские силициты и, в частности, кипрские умбры. В умбрах встречаются слои (10–15 см) светло-серых кремней. Кремни коричневой окраски, щебеночного типа встречаются в оползневых телах умбр. Радиоляриевые кремни и другие связанные с ними породы перекрывают умбры. Переход между ними резкий. Их перекрывают радиоляриты розовые и светло-серые, отчетливо слоистые, что подчеркивается вариациями содержания в них глинистого вещества. В Вавле и Камбии мощность их достигает 35 м, но чаще радиоляриты маломощны и тяготеют к тем местным впадинам лавового палеорельефа, где умбры отсутствуют или маломощны. Силициты Кипра зернистые, порцелланитовой текстуры, с трещиноватой поверхностью. Горизонты розовых радиоляритов чередуются с темно-серыми кремнями, состоящими из халцедона. Под микроскопом в радиоляритах определяются хорошо сохранившиеся раковины радиолярий, замещенные халцедоном, с реликтами опала. Определяются также кристобалит и тридимит (?).

В Передней Азии наибольшие объемы силицитов принадлежат Северо-Анатолийской офиолитовой зоне. Сравнительно менее насыщены кремнистыми породами разрезы Южно-Анатолийской зоны. В зоне Загроса преобладают силициты над вулканитами (Pamir e.a., 1979). Тонкослоистые кремни (радиоляриты) содержат прослойки аргиллитов и реже — пеллагических известняков. Местами вулканиты преобладают или равны объемам силицитов (район Абад Ташк, перевал Гассанабад, к востоку от Нейриза). Количество радиоляритов нарастает к Аравийской платформе. Они ассоциируют с глинами, аргиллитами и микритовыми известняками, включают пачки обломочных кремней с фаунистическими остатками триаса.

Итак, очевидно сходство строения силицитов в офиолитовых

разрезах Малого Кавказа и внутренних зон Передней Азии. Силициты чередуются с вулканитами, главным образом с лавами субщелочных и толеитовых базальтов, либо слагают среди них линзы, и во всей этой толще протрузивно размещены серпентинизированные ультрабазиты. Широко варьируют по простиранию и вкрест простирания офиолитовых зон мощности силицитов и всей кремнисто-вулканогенной формации. Средние скорости накопления силицитов определяются порядка 15–20 мм за 1000 лет (Сатиан, 1979, 1985). Металлоносные силициты слагают верхние части ритмопачек силицитов и неоднократно повторяются по восходящему разрезу. Общим признаком является резкое сокращение их мощностей вкрест простирания офиолитовой зоны, к ее краям; максимальные мощности силицитов накапливались в осевом трого.

Стратиграфические контакты силицитов с ультрабазитами нигде достоверно не выявлены. Уровень постседиментационного преобразования силицитов обычно не выходит за пределы глубинного эпигенеза. Время накопления силицитов определяется средним мелом, изредка лишь захватывая низы мела. Эти участки развития силицитов требуют повторных палеонтологических исследований.

Все эти признаки состава, строения силицитов офиолитовых разрезов Передней Азии, их парагенезов с вулканитами достаточны для обособления их от силицитов центрального и большей части восточного (Западнобалканского) Средиземноморья. В равной мере существенные отличия могут быть отмечены для возрастного интервала накопления силицитов (верхняя юра – валанжин в области Средиземноморья). Уровень постседиментационного преобразования силицитов этой области резко повышается в офиолитовых зонах западных Альп, ослабевая в целом к восточным Альпам. Помимо высокого уровня регионального метаморфизма (эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации) характерен также метаморфизм высоких давлений (эклогитовая, глаукофановая фации), причем доказано, что глаукофановый метаморфизм предшествовал зеленокаменному и к северо-западной краевой части офиолитовой зоны (подзона Комбин) уровень метаморфизма в целом явно снижается.

Все приведенные признаки дают основание полагать принципиально разные тектонические (и палеогеографические) условия накопления силицитов Передней Азии и Средиземноморья. В обла-

сти Передней Азии кремненакопление происходило в широком смысле синхронно вулканизму и сосредоточено было в осевых частях трогов красноморского типа – котловинной морфологии, узких протяженных бассейнов глубиной до 2–2,5 км. В центральном Средиземноморье кремненакопление следует за вулканическим этапом, т.е. оно разорвано во времени. Бассейн, где происходило кремненакопление, был обширнее, с пологим карбонатным шельфом. Особый тип офиолитового кремненакопления реконструируется для южной краевой офиолитовой зоны Средиземноморья – Передней Азии, в полосе от Кипра через Аманус, Загрос к Оману (Сатян, 1985). Прогобы офиолитового типа здесь имеют среднемеловой, отчасти и верхнемеловой возраст, размещаясь в целом вдоль зоны поздне-триасового рифтогенеза. В этих офиолитовых прогибах имело место кремненакопление, и синхронное, и разорванное во времени относительно вулканизма.

Широко развиты в разрезах метадллоносные осадки – умбры, охры и силициты. Пространственно они чаще совмещены с зоной развития шитед-комплекса, базальтов типа СОХ, силициты залегают над верхними пиллоу-лавами, но местами и в их пределах, а также в нижних пиллоу-лавах. Суммарные мощности силицитов этих зон в целом, видимо, уступают области Средиземноморья и внутренней Передней Азии.

Уровень регионального метаморфизма весьма низок – начальный, реже глубинный эпигенез. Их вместившие прогибы, видимо, превосходили по ширине прочие прогибы Передней Азии и, что особенно важно, – были наиболее проницаемы относительно мантийного диапиризма, продуктов его выплавок.

#### Кремнистые породы эффузивно-вулканокластической и известняковой формаций

Эффузивно-вулканокластическая формация развита в Сомхето-Карабахской, породы формации обнажаются также в пределах южного сегмента Базумо-Кафанской тектонических зон. Возрастной интервал накопления формации в Сомхето-Карабахской зоне и на западном крыле Кафанского антиклинория верхнетурон-сантонский, в Кафанском антиклинории эффузивно-вулканокластическая формация датируется апт-нижнетуронским временем и латерально, вероят-

но, замещается кремнисто-вулканогенной формацией осевой части Зангезурской зоны (Сатиан, 1974, 1979; Степанян, 1974, 1979; Сатиан и др., 1981). Ограничимся краткой характеристикой кремнистых пород.

Кремнистые породы в составе эффузивно-вулканокластической формации Сомхето-Карабахской зоны (восточного крыла Алавердского антиклинория, Агстевского синклинория и северного крыла Шамшадинского антиклинория) представлены жилами и прожилками кварц-халцедонового состава, а также выполнением миндалин и жеод. Промышленное значение имеют агаты Саригюхского месторождения. Размер миндалин колеблется от нескольких миллиметров до 40 см, форма сферическая, эллипсоидальная. Основная разность агата - сапфирин от темно-серого до фиолетового, изредка встречается бледноокрашенный карнеол. Большая часть агата ювелирная по качеству. Ныне запасы месторождения практически исчерпаны. Генезис агата гидротермальный. Вынос кремнезема и его отложения в миндалины вызваны интенсивной бентонитизацией витрофировых порфиритов этого же месторождения. Мелкие проявления агата имеются в окрестностях Саригюхского месторождения (Галкор и др.), а также в районе сс. Узунтага и Лалигюх.

Породы эффузивно-вулканокластической формации южной части Базумо-Кафанской тектонической зоны выступают на востоке Варденисского хребта, верховье р. Масрик, и далее к югу в виде протяженной полосы вдоль зон единого крыла Кафанского антиклинория. В пределах восточной части Варденисского хребта наблюдались проявления агата в виде кварц-халцедоновых выполнений миндалин и жеод вулканитов (верховье р. Сонбулаг). По общим геологическим признакам проявление не представляет промышленного интереса. Эффузивно-вулканокластическая формация западного крыла Кафанского антиклинория включает окремненные известняки и яшмовидные красные жилы и прожилки халцедона и кварца с марганцевой рудой (правобережье верховья р. Агандзугет и др.). Промышленного интереса они не представляют.

Кремнистые породы известняковой формации (микрозернистые известняки верхнего сантона-верхнего сенона) в Папакарском синклинории слагают нижнюю часть разреза. Известняки и сидициты чередуются с пачками туфов и туффитов, бентонитизированных

и цеолитизированных. Окремнение известняков произошло в результате выноса кремнезема при девитрификации туфов и туффигов. Мощность пачек окремнелых известняков в разрезе севернее с. Кохб достигает 5-10 м. Целесообразность их промышленного использования не выявлена. Не выдержанные по простиранию участки интенсивно окремнелых известняков развиты между с. Али-Байрамлы и г. Сурб-Саркис. Микрозернистая кальцитовая масса породы и остатки раковин нацело замещены опалом, отчасти халцедоном. Наблюдаются в породе мелкие стяжения пирита, реже барита, что скорее всего связано с гидротермальным поствулканическим процессом окремнения.

Базальные горизонты формации микрозернистых известняков содержат конкреции и конкреционные линзы силицитов кварц-халцедонового состава. Характерны они для разрезов формации в Агстевском синклинии и всех трех офиолитовых зон региона.

Насыщенность этих горизонтов кремнистыми стяжениями меняется по простиранию. Наиболее крупные конкреции и конкреционные линзы в известняковой формации были встречены в Еревано-Ордубадской зоне в разрезе к СВ от с. Хндзорут Ехегнадзорского района.

Наиболее распространены эллипсоидальные конкреции, размещены они чаще в середине слоев и ориентированы длинной осью вдоль напластования. Помимо кремнистых, нередко кремнисто-карбонатные конкреции. Внутреннее строение чаще зональное, с переходом от опала по периферии к халцедону и кварцу в центре конкреции.

#### 4. СИЛИЦИТЫ ПАЛЕОГЕН-МИОЦЕНОВОГО РЯДА ФОРМАЦИЙ

В Приараксинской зоне палеоген-миоценовый комплекс сложен флишоидными и флишевыми формациями эоцена, шлировой формацией олигоцена, красноцветной формацией нижнего миоцена, терригенно-эвапоритовой формацией среднего миоцена и карбонатно-терригенной формацией (молассоидной) среднего-верхнего миоцена.

Кремнистые породы выявлены в низах разреза флишевой формации эоцена Ехегнадзорского района, в районе с. Малишка и западнее. Здесь в основании рифогенных известняков выявлены линзовидные пачки слоистых кремней мощностью от 2 до 10 м при протяженности на первые десятки метров (Садоян, 1978). Состав их халцедон-кварцевый, местами преобладает халцедон. Силициты ассоциируют с известняками и вторичными доломитами, туффитами, и скорее всего имеется парагенетическая общность кремнеотложения с вулканизмом верхнего эоцена.

Собственно флишевая часть разреза формации лишена силицитов, то же касается и шлировой формации. Валунно-конгломератные отложения красноцветной формации в Приереванском районе включают гальку и валуны красных яшм и изредка серого халцедона, представляющих интерес как поделочный материал. Промышленной оценки их пока нет, сборы камня производятся любителями камня — коллекционерами и другими.

Маломощные слойки кремня и конкреционные линзы выявлены в разрезе красноцветной молассоидной формации Саритахского прогиба (Гаспарян, 1974). Промышленного интереса они не представляют.

Гораздо большее развитие имеют кремнистые породы в Широко-Севанской зоне, а также в Лорийском прогибе, включая западное крыло Алавердского антиклинория. Здесь выделяются терригенно-карбонатная и флишоидная формации нижнего эоцена, вулканогенно-осадочная мелкообломочная субформация среднего эоцена, вулканогенно-осадочная грубообломочная формация верхнего эоцена, нижняя молассовая формация (шлировая) нижнего олигоцена и, наконец, молассоидная угленосная формация нижнего-среднего оли-

гоцена (Саркисян, 1974).

Кремнистые породы отмечены в разрезе вулканогенно-осадочной мелкообломочной формации (сс. Красар и Лусахпур). В верхней половине разреза формации имеются невыдержанные пачки яшм и радиоляритов, мощность которых, вероятно, не превышает первых нескольких метров (Саркисян, 1974). Сведения о морфологии этих тел крайне недостаточны для ориентировочной оценки промышленного значения. Породы плотные, однородные, слоистые, чаще тонкослоистые, серые, зеленовато-серые, голубоватые, с раковистым изломом; структура криптокристаллическая, состав кварцевый. Намного большее развитие имеют в вулканических образованиях палеоген-миоценового комплекса месторождения силицитов гидротермального происхождения, связанные с вулканическими аппаратами, зонами разломов; обычно окремнение вулканитов имеет форму зон, полос. Приведем лишь один из многих примеров.

Шахназарское месторождение. Находится в 2 км к ЮВ от с. Шахназар, в 8 км от гор. Калинино. Зона окремнения туфов и вулканических брекчий среднего эоцена простирается на СЗ 290-310° вдоль ядра антиклинальной складки, площадь окремнения до 30000 м<sup>2</sup>. До 80% интенсивно окремненной породы приходится на халцедон, до 20% - на кварц. Ассоциируют с ними каолинит и пирит.

Силициты пригодны для производства ферросилиция и флюса для Алавердского медеплавильного завода.

На территории республики известны многочисленные проявления кварцитов, которые могут иметь аналогичный генезис. Это Туманянское месторождение (окремнены туфы эоцена, запасы - 82 тыс. тонн), Лалварское и другие месторождения, в частности рудные поля - Кафанское и др. (Аракелян и др., 1966, с. 345).

Зоны окварцевания картируются также на контакте вулканических пород с интрузивами. Это Шагагинское, Памбакское, Амударское, Верхне-Давачинское и другие месторождения вторичных кварцитов. Большинство из них размещено в вулканитах палеоген-миоценового комплекса и связано с интрузивным магматизмом флишевого-орогенного этапа развития Малого Кавказа. Наиболее крупные из них показаны на прилагаемой карте.

## 5. СИЛИЦИТЫ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО РЯДА ФОРМАЦИЙ

Диатомовая формация пространственно и по генезису сопряжена с наземно-вулканогенным формационным комплексом верхнеплиоцен-четвертичного возраста (Габриелян, 1959).

Диатомовые и вулканогенные породы составляют естественный ряд и обычно латерально замещают друг друга. Диатомовая формация возникла в озерах вулканического ландшафта. Седиментация синхронна вулканизму. Породы диатомовой формации нередко заключены между лавовыми потоками (Абовяжское, Сисианское и другие месторождения). Наиболее древние диатомовые образования здесь относятся к позднему плиоцену. Породы диатомовой формации залегают также на покровных лавах, что указывает на время их накопления после окончания вулканической деятельности. По возрасту они относятся к началу четвертичного периода (Арзанинское, Базарчай-Борисовское месторождения и др.). На территории республики диатомовая формация прерывистой полосой протягивается от басс. р. Ахурян, охватывает ее центральную часть и далее к югу — до басс. р. Воротан, включая Горисский район. Ширина выходов диатомовой формации колеблется в продуктивной части от 5-10 до 50-60 км, максимальная ее мощность составляет 350-400 м (в Сисианском и Ленинкаканском бассейнах). Породы формации не подвергнуты складчатости и залегают в основном почти горизонтально. Местами залегание ингрессивное на осадочных и вулканических образованиях, имеются примеры и конседиментационной атектонической складчатости оползания. Местами диатомитовые пласты наклонены под углом 20-30°, иногда 40° и больше, причем наиболее крутые углы наблюдаются чаще на участках оползневых подвижек (Сисианский район).

Верхнеплиоцен-четвертичные вулканические очаги ареально-трещинных излияний (Мокрые горы, Гегамский, Ишхансарский хребты и др.), а также формирование крупных стратовулканов — Арагац, Араи-Лер и др. способствовали накоплению диатомовой формации и по источнику кремнезема, и в результате возникновения благоприятных форм рельефа. Продукты вулканизма представлены долеритовыми базальтами, андезито-базальтами, андезитами. Стратиграфически выше следуют кислые эффузивы — липариты, дациты,

# Послойный разрез части Сисианской диатомитовой свиты у пос. Шамб (сверху - вниз)

Рис. 26

Литология	Мощность в м	Наименование пород
	30-35	Андезито-базальт серого цвета
	2	Диатомитовая глина с прослойками песка. Мощность прослоек 10-20 см
	9-10	Диатомитовая брекчия огипсованная, с гнездами линзами диатомита, вулканического песка. В основной массе брекчии преобладают пепловый или песчаный материал.
	10-15	Диатомит белого цвета, огипсованный. Имеются маломощные (10-15 см) прослойки мелкозернистого песка.
	25-30,0	Андезито-базальт темно-серого цвета
	10-12,0	Диатомит белого цвета местами железистый, огипсованный гипс представлен тонкими прожилками и пленками
	40	Песок пемзовый грубозернистый, серого цвета
	40	Диатомит глинистый, серовато-белого цвета, огипсованный: по сравнению с предыдущим слоем здесь огипсованность более значительная
	40	Диатомит глинистый, серовато-белого цвета, огипсованный гипс в виде тонких (1-2 см) прожилков
	0,3	Песок пемзовый, грубозернистый, серого цвета
	0,4	Диатомитовая глина раздробленная, светло-желтого цвета
	40	Диатомит глинистый, светло-серого цвета, богатый макрофлорой
	3,0	Диатомит песчаный, серого цвета
	1,5	Диатомит серовато-белого цвета, плотный с обильной макрофлорой
	0,3	Вулканический песок с пемзовыми обломками размером от 1 мм до 2 см
	2,0	Диатомит белого цвета, чередующийся с пепловыми прослойками мощ. 10 см
	0,3	Диатомит серовато-белого цвета, плотный
	0,2	Тuffпесчаник темно-серого цвета
	0,8	Диатомит железистый серовато-желтого цвета
	3,0	Вулканический песок мелкозернистый серого цвета
	3,0	Диатомовая глина песчаная, с прослойками (20 см) железистого песчаника
	1,5	Пемзовый песок мелкозернистый
	0,2	Диатомит с гидроксилами железа
	6,0	Диатомит глинистый, плотный, светло-серого цвета
	4,0	Диатомит глинистый, серого цвета с прослойками пеплового диатомита и железистого песчаника
	2,0	Диатомит глинисто-песчаный, тонкослоистый, серого цвета
	2,0	Диатомит серовато-белого цвета, с обильной флорой
	0,2	Диатомит глинистый, плотный, темно-серого цвета
	1,5	Диатомитовая брекчия серовато-белого цвета с обломками трахита, андезита, дицитита
	0,3	Вулканический песок средне-мелкозернистый светло-серого цвета
	1,5	Диатомитовая брекчия серовато-белого цвета с обломками обсидиана, базальта, туфа
	0,3	Диатомит серовато-белого цвета, плотный, с богатой макро-флорой
	3,0	Диатомит глинистый от серовато-белого до бурого цвета, местами пропитан карбонатом кальцита, железа
	1,5	Диатомитовая брекчия серовато-белого цвета с обломками обсидиана, базальта, туфа
	0,2	Вулканический песок средне и мелкозернистый, светло-серого цвета,
	3,7	Диатомит пепловый, белого цвета
	0,2	Вулканический песок средне и мелкозернистый, светло-серого цвета
	3,5	Диатомитовая глина светло-серого цвета с богатой макрофлорой.
	5,0	Песок мелкозернистый, пепловый. Содержит единичные гальки и валуны эффузивных и интрузивных пород
	5,0	Диатомитовая глина серого цвета с богатой флорой

трахиты и вулканокластические породы, агломератовые и витро-кластические туфы, вулканические брекчи, вулканоидные конгломераты и др. (горисская толща, акеринская свита). Пемзо-пепловые материалы, как легко разлагающиеся и весьма богатые кремнеземом, использовались диатомовыми водорослями для построения панцирей. Очевидна роль потоков лав в образовании плотин и создании замкнутых бассейнов. Тесная генетическая связь пород диатомовой формации с эффузивным вулканизмом характерна не только для Закавказья, но и для диатомовых месторождений Японии, Новой Зеландии, Австралии, Франции. По возрасту они относятся к третичному и четвертичному периодам — эпохам интенсивной вулканической деятельности (Габриелян, 1959). Проведенные на территории Армянской ССР вулканологические исследования привели к выделению формации: базальтовой, андезито-базальтовой и других. Выяснена зональность размещения пемзо-пепловых пород в составе диатомовой формации и корреляция с ареалами вулканизма. В северной части поля развития диатомовой формации вулканические породы имеют андезит-базальтовый, андезит-дацитовый состав, в центральной части — андезит-базальтовый, а также кислый липаритовый, в южной части — трахибазальтовый, трахиандезитовый, дацитовый и липаритовый.

По генетическому признаку диатомовая формация подразделяется на две субформации — вулканогенно-осадочную и осадочную.

**Вулканогенно-осадочный тип субформации.** К данной субформации относятся почти 80% всех диатомовых месторождений. Это месторождения Лениваканской группы, Мусаелянское (Ахурянский район), Арзниское (Абовянский район), Паракарское (Эчмиадзинский район), Шамб-дарабасское и ряд других месторождений Сисианского района. Продуктивные разрезы вулканогенно-осадочной субформации сложены чередующимися пластами диатомитов, диатомитовых глин, глинистых, песчанистых, пепловых, туфовых и других разновидностей диатомитовых пород. В разрезах встречаются вадунно-галечные образования. Эти разрезы характеризуют прибрежные части бассейна. Породы субформации образовались в озерных условиях при наложении на осадконакопление эксплозивного вулканизма. В некоторых разрезах наблюдаются и потоки лав андезито-базальто-дацитового

состава, мощностью до 30-35 м. Кроме потоков, в этих разрезах присутствуют также грубые вулканокластические образования мощностью от нескольких сантиметров до 2-3 м и реже до 30-40 м (участки Иримис и др. в Сисианском районе). Характеристика данного типа субформации приведена на примере разреза толщи у с. Шамб Сисианского района (рис. 26).

**О с а д о ч н а я с у б ф о р м а ц и я .** К осадочному типу субформации относятся месторождения Джрадзорское, Гндевазское, Мартуниинское. Поступление  $SiO_2$  в бассейн было связано в большей мере с выщелачиванием и размывом древних пород, о чем свидетельствует наличие в них окатанного и полуокатанного песчаного и галечного вулканомиктового материала - порфиритов, туфов, базальтов, обсидианов и других.

Породы субформации однородны по составу, а по качеству сырья - более выдержанные. Помимо выщелачивания и размыва материнских пород, кремнезем в ряде случаев поступал также в результате поствулканической деятельности, привносился гидротермальными растворами. Значительное количество гидротермально-эксталяционного  $SiO_2$  обособляется, например, в разрезе Нурнусского, Сисианского диатомовых месторождений. При палеогеографических реконструкциях выясняется, что очаги термальных вод в Сисианском районе находились на значительном удалении. В пределах Нурнусского бассейна выходы термальных источников находились непосредственно в водоёме, и в этом одна из причин образования на этом месторождении высококачественных диатомитов, прослоев глобулярных силицитов. Приведем один из разрезов осадочной формации Джрадзорского месторождения (сверху вниз).

1. Диатомовые глины беловато-желтого цвета, с включениями песчанистого материала и окатанных галек андезито-базальтов - 0,3 м.

2. Диатомовые глины бело-сероватого цвета, тонкослоистые - 2,7 м.

3. Диатомовые глины буровато-желтого цвета, тонкослоистые - 0,5 м.

4. Диатомиты глинистые светло-серого цвета, тонкослоистые, с прослойками песков (2-3 см) - 0,8 м.

5. Диатомиты белого цвета, тонкослоистые - 0,7 м.

6. Диатомиты светло-серые, тонкослоистые (10 см), черные глины со слюдой и мелкими включениями белого диатомита - 0,7 м.

7. Пески черные, мелкозернистые - 0,05 м.

8. Диатомиты белого цвета с плитчатой текстурой, наблюдаются слюды и полевые шпаты - 0,20 м.

9. Туфопесчаники темно-серые, мелкозернистые - 0,30 м.

По вещественному составу, качеству и по запасам сырья выделяются Северная, Южная и Центральная зоны формации.

Диатомиты северной и южной зон сходны по литологическому и петрографическому составам, а также по качеству сырья, и поэтому их описание дается совместно. Здесь сосредоточены в основном средне- и низкокачественные месторождения, запасы которых резко варьирует от небольших до крупнейших (Сисианское, Лениная группа и др., табл. 35).

В отмеченных двух зонах содержание основных компонентов следующее:  $\text{SiO}_2$  - от 59 до 76,5%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - от 3 до 19,6%;  $\text{FeO}$  от 0,1 до 1,2%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - от 1,6 до 5,7%;  $\text{CaO}$  - от 1,0 до 4,5% и т.д. Для этих зон характерны глинистые диатомиты, диатомовые глины, песчанистые, туфовые, пепловые, брекчиевые диатомиты.

К центральной зоне относится большинство известных качественных диатомитовых месторождений республики. По площади зона протягивается на 200-250 км от Аштаракского до Вардениско-районов, при ширине зоны до 50-60 км. Сюда входят Нурнусское (Абовянский район), Парыйское (Аштаракский район), Джрадорское (Арташакский район), Гндевазское (Азизбековский район), Саалинское (ежегнадзорский район), Цовинарское (Мартунинский район) и другие месторождения. Вариации содержаний основных компонентов продуктивной толщи:  $\text{SiO}_2$  - 76,0 - 98,6%;  $\text{TiO}_2$  - 0,5%;  $\text{FeO}$  от следов до 2,0%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 0,92 - 3,5%;  $\text{CaO}$  - 0,67 - 1,4%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от следов до 10,04%;  $\text{MnO}$  - до 0,2%;  $\text{MgO}$  - 0,08 - 2,17%;  $\text{R}_2\text{O}$  - 1,94%. В этой зоне преобладают чистые диатомиты, глинистые диатомиты. Составляют 20 - 25%; а песчанистые в подчиненном количестве. Несмотря на большое площадное распространение, суммарные запасы диатомитов небольшие, поскольку мощность толщи не превышает 8 м.

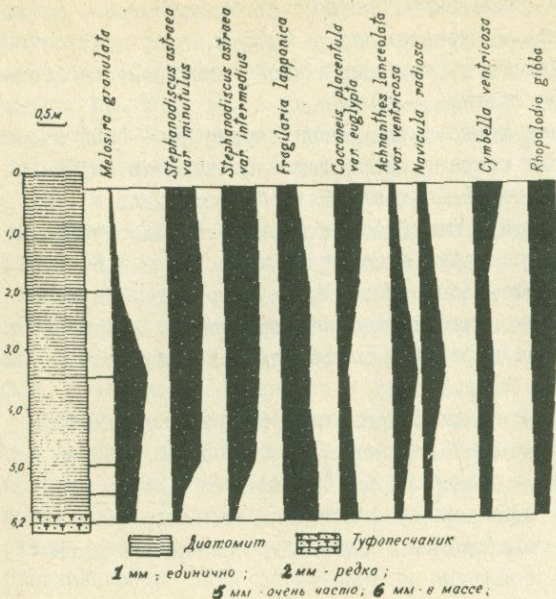
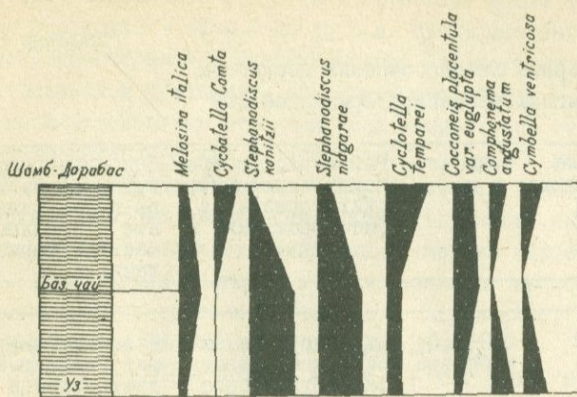


Рис. 27. Распространение породообразующих и доминирующих диатомовых форм Джрадзорского месторождения.

На рис. 27, 28 показано распространение породообразующих и доминирующих диатомовых форм в разных типах бассейнов Армянской ССР. Изучение вещественного состава и структурных особенностей позволило в разрезах диатомитовых отложений южной и северной зон выделить семь литологических горизонтов (которые отличаются по ассоциации пирокластического, вулкано-терригенного и терригенного материалов): диатомитовый, диатомово-глинистый (с диатомовой глиной), песчано-диатомовый, диатомово-ракушечный, диатомово-пеплово-туфовый, диатомово-обломочный и диатомово-известковистый.

В центральной зоне присутствуют не все горизонты. Кроме того, для нее показательны иные количественные соотношения пород в строении того или иного горизонта.

Ди а т о м о в ы й г о р и з о н т сложен в основном диатомитами, переслаиваемыми с глинистыми диатомитами, диатомовыми глинами и вулканическими песками, местами наблю-



2 мм - единично; 4 мм - редко;  
10 мм - очень часто; 12 мм - в массе;

Рис. 28.  
Распространение породобразующих и доминирующих форм на различных участках Сисианского месторождения.

даются опал-халцедоновые прослойки (табл. 25). Мощность диатомового горизонта колеблется от 0,2 до 8,0 м и более (Цовинарское, Джрадорское, Дарабасское, Гндевазское, Арзнинское, Сисианское и др.).

Диатомово-глинистый горизонт распространен почти повсеместно и пространственно связан с диатомовыми глинами по латерали и разрезу. Мощность отмеченных горизонтов варьирует от нескольких десятков сантиметров (Джрадорское, Гндевазское, Цовинарское) до 30 и более сантиметров (Арзнинское, Сисианское месторождения). Породы, слагающие этот горизонт, имеют органогенную структуру алевритовой и тонкопсаммитовой размерности, состоят из обильного количества остатков панцирей диатомей. В этом же горизонте развиты диатомиты, глинистые диатомиты и другие (табл. 25). Породы этого горизонта слагают около 60% мощности диатомовых отложений Армянской ССР и, естественно, представляют практический интерес, тем более возможно их обогащение и получение чистых диатомитов.

Песчанистый и диатомово-ракушечный горизонты имеют сравнительно небольшое распространение. Диатомиты с обильной примесью известковых раковин дрейссенсий, местами переходящих в ракушечники,

Характерные литологические горизонты  
диатомовых бассейнов Армянской ССР

№ пп	Наименование литологических горизонтов	Мощность в м	Район распространения литологических горизонтов (месторождения и участки)	Основные петрографические типы пород, связанные с литологическими горизонтами
1	2	3	4	5
1.	Диатомовый	0,2-8,0 и больше	Джрадзорское, Сисианское, Арзни- ское, Нурнуское, Мартунинское	Диатомит, диато- мит глинистый, диатомитовая глина
2.	Диатомово-пеп- лово-туфовый	0,1-0,8	Сисианское, Арзни- ское, Ахурянское, Ераносское	Туфы, туфо-диато- миты, пепло-пем- зовые диатомиты
3.	Диатомово- ракушечный	0,3-30,0	Ахурянское, Арзни- ское, Приереван- ское (завод Азра- ции), Дзорахпюр- ское	Известковая диа- томовая глина, известковистая глина
4.	Диатомово- обломочный	0,1-10,0 и больше	Сисианское, Арзни- ское, Ахурянское	Диатомовая брек- чия, диатомовая глина, витрокла- стические туфы, пемзо-пепловые диатомиты
5.	Диатомово- песчанистый	0,2-10,0	Паракарское, Сиси- анское, Дарабас- ское и др.	Песчанистые, пес- чано-глинистые диатомиты, песок мелкозернистый, грубозернистый песчаник
6.	Диатомово- глинистый	0,2-30,0 и больше	Во всех месторож- дениях Армянской ССР	Диатомит, глини- стый диатомит, диатомовая гли- на, трепел, монт- мориллонитовые диатомовые гли- ны
7.	Диатомово-из- вестковистый	0,2-15,0	Ахурянское, Арта- шатское, Дилижан- ское, Дзорахпюр- ское, Сисианское	Диатомовая гли- на, известкови- стый трепел

слагают диатомитово-ракушечный горизонт, мощность которого широко варьирует - от 0,3 до 30,0 м. Преимущественно этот горизонт распространен в Ленинанском, Паракарском, Арзинском и Приереванском бассейнах. Слагающие его породы - серые и темно-серые с зеленоватым оттенком. Под микроскопом структура органично-пелитовая или алевроитовая. В разрезах часто переходы их в известковистые глины. Этому горизонту аналогичен так называемый диатомитово-известковистый горизонт, мощностью 0,2 - 15 м, который отличается мелкими размерами карбонатного детрита. Сопутствующими являются известковистые диатомовые глины, известковистые трепелы (Сисианское, Ахурянское, Арташатское, Дзорахпурское диатомитовые месторождения).

Диатомово-пепло-туфовый горизонт распространен преимущественно в Арзинском, Ахурянском, Абовянском, Сисианском и Ераносском диатомовых бассейнах. Мощность его 0,1-0,8 м. Слагается белыми (с серым оттенком) диатомитами в ассоциации с туфами, туфо-диатомитами, пепло-пемзовыми отложениями.

Количественное содержание целых панцирей к их общему количеству в различных литологических горизонтах диатомовой формации Армянской ССР сведены в табл. 26.

Таблица 26

Горизонт	Количество целых панцирей в соотношении к их общему количеству (%)
Диатомовый	66-85
Диатомово-глинистый	50-70
Диатомово-песчанистый	15-20
Диатомово-ракушечный	20-25
Диатомово-пеплово-туфовый	30-40
Диатомово-обломочный	25-30
Диатомово-известковый	20-25

#### Вещественный состав диатомовой формации

Минералого-петрографическими исследованиями в диатомовой формации Армянской ССР выделяются следующие основные разновидности

ности диатомовых пород: диатомиты, диатомовые глины, песчанистые диатомиты, пепло-туфовые, брекчиевые диатомиты, а также диатомито-известковистые глины.

Из гранулометрического состава (табл. 27) видно, что в диатомитах преобладающей является фракция 0,01-0,005 мм, количество которой варьирует от 37,0% до 86,95%. Выход тяжелой фракции незначительный, только в брекчиевых диатомитах изредка достигает 2,5%.

Таблица 27

Гранулометрический состав основных разновидностей диатомитов в диатомовой формации Армянской ССР

Разновидности диатомитов	Ф р а к ц и и		
	Диаметр частиц в мм, содерж. в %		
	1 - 0,1	0,1 - 0,01	< 0,01
Глина диатомовая	1,08	19,33	79,59
Диатомит глинистый	0,90	24,15	74,95
Диатомит песчанистый	8,21	54,75	37,04
Диатомит	-	13,05	86,95
Диатомит брекчиевый	8,41	51,54	39,95

В минеральном составе легкой фракции преобладает кварц, отмечаются вулканическое стекло, полевой шпат, биотит, карбонаты и другие. Минеральный состав тяжелой и легкой фракций приведен в табл. 28.

**Д и а т о м и т ы .** Макроскопически диатомиты имеют белый цвет с желтоватым оттенком. Мощность диатомитовых пачек варьирует в широких пределах - от нескольких сантиметров до десяти и больше метров, причем наибольшей мощности они достигают в пос. Шамб Сисианского района. Обычно диатомовые слои чередуются с маломощными (5-10 см) прослоями песчанистых, местами пепловых разностей. Под микроскопом диатомит имеет органогенную структуру, состоит сплошь из панцирей, размером от 0,05 до 0,1, реже 0,2 мм, форма панцирей разнообразная - округлая, игольчатая, рогульчатая и т.д. Панцири сложены опалом. Цементом слу-

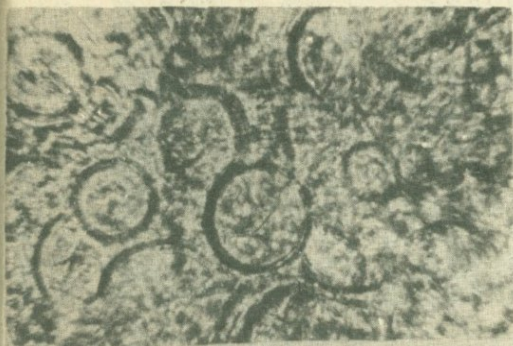


Рис.29. Электронно-микроскопический снимок диатомита. Ув.900.

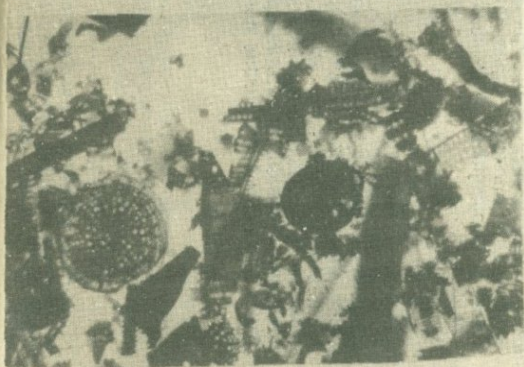


Рис.30. Электронно-микроскопический снимок диатомита. Ув.4800.

жит кремнистое вещество с незначительной примесью глинистого материала. Глинистая примесь представлена в основном монтмориллонитом, гидрослюдой с примесью терригенных алевритовых частиц полевого шпата, чешуек хлорита, серицита, биотита. К аксессуарным принадлежат апатит, роговая обманка, гиперстен, авгит и др. Химический состав крайне изменчив. Содержание главных компонентов колеблется в широких пределах -  $SiO_2$  - от 76,0 до 98,6%;  $TiO_2$  - от следов до 0,5%;  $Al_2O_3$  - от следов до 10,5%;  $Fe_2O_3$  - от 0,0 до 4,58%;  $FeO$  - от 0,00 до 2%;  $MnO$  - от следов до 0,21%;  $MgO$  - от 0,09 до 2,17%;  $CaO$  - от 0,6 до 2,88%;  $Na_2O$  - от 0,2 до 1,54%;  $K_2O$  - от 0,1 до 1,4% (табл.29).

По данным спектрального анализа, в диатомитах присутствуют:  $B$  - 0,001-0,01%;  $Li$  - 0,001-0,005%;  $Be$  - 0,0001-0,0005%;

## Минералогический состав диатомовых пород Армянской ССР

Типы пород	Выход тяжелой фракции	Выход легкой фракции	Легкая фракция	Тяжелая фракция
I	2	3	4	5
Диатомиты	0,13	99,87	Опал, халцедон, кварц, андезин, олигоклаз, вулканические стекла, микроклин, улексит, серицит, гипс, глауконит, глинистые минералы (гидрослюда, монтмориллонит), выветрелые минералы	Пирит, халькопирит, лимонит, гематит, барит, доломит, сидерит, азурит, малахит, магнетит, титано-магнетит, ильменит, галенит, сфалерит, пиролюзит, самородная медь, циркон, рутил, сфен, апатит, флюорит, авгит, диопсид, гиперстен, эпидот, биотит, хлорит
Диатомиты глинистые	0,30	99,70	Глинистые минералы (гидрослюда, монтмориллонит, каолинит), опал, халцедон, кристобалит, кварц, андезин, олигоклаз, микроклин, вулканические стекла, гипс, кальцит, серицит, улексит, выветрелые минералы	Пирит, халькопирит, лимонит, гематит, барит, доломит, анкерит, сидерит, азурит, малахит, магнетит, титано-магнетит, ильменит, галенит, пиролюзит, псиломелан, самородная медь, самородный свинец, циркон, рутил, сфен, флюорит, апатит, гранат, авгит, диопсид, гиперстен, оливин, роговая обманка, эпидот, диаспор, биотит, хлорит
			Глинистые минералы (монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, палыгорскит, хлорит), опал, халцедон,	Пирит, лимонит, халькопирит, гематит, барит, доломит, ангидрит, сидерит,

I	2	3	4	5
Глины диатомовые	0,43	99,57	кристобалит, кварц, андезин, олигоклаз, микроклин, вулканические стекла, гипс, кальцит, улексит, выветрелые зерна	азурит, малахит, магнетит, титаномагнетит, галенит, сфалерит, пиролюзит, псиломелан, пирротин, самородная медь, самородный свинец, циркон, рутил, сфен, гранат, апатит, хромшпатель, флюорит, авгит, диопсид, гиперстен, роговая обманка, оливин, эпидот, цоизит, диаспор, биотит
Диатомиты песчанистые	0,16	99,84	Опал, кварц, халцедон, андезин, олигоклаз, микроклин, глинистые минералы (гидрослюда, каолинит, монтмориллонит), вулканические стекла, кальцит, глауконит, серицит, улексит, гипс, танкалкони́т, выветрелые минералы	Пирит, халькопирит, марказит, гематит, лимонит, азурит, малахит, сидерит, магнетит, титаномагнетит, ильменит, галенит, сфалерит, пирротин, циркон, рутил, сфен, гранат, апатит, авгит, диопсид, гиперстен, роговая обманка, тремолит, оливин, эпидот, биотит, хлорит
Диатомиты пепловые	0,78	99,22	Вулканические стекла, халцедон, опал, андезин, олигоклаз, микроклин, глинистые минералы (монтмориллонит, гидрослюда, каолинит), гипс, серицит, улексит, танкалкони́т, выветрелые минералы	Пирит, халькопирит, марказит, лимонит, гематит, барит, ангидрит, малахит, магнетит, титаномагнетит, ильменит, галенит, сфалерит, пирротин, самородная медь, самородный свинец, циркон, рутил, сфен, флюорит, апатит, авгит, диопсид, гиперстен, роговая обманка, тремолит, оливин, эпидот, биотит, хлорит
Диатомиты брекчиевые	2,50	97,50	Вулканические стекла, опал, халцедон, кварц, андезин, олигоклаз, микроклин, глинистые минералы (монтмориллонит, гидрослюда), гипс, кальцит, улексит, танкалкони́т, выветрелые минералы	Пирит, марказит, лимонит, гематит, барит, ангидрит, азурит, малахит, магнетит, ильменит, галенит, гранат, апатит, авгит, диопсид, гиперстен, роговая обманка, оливин, биотит

Таблица 29

Химический состав диатомитов и их основных разновидностей  
в диатомовой формации Армянской ССР

Типы пород	Оксиды											п.м.п.
	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	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	
Диатомит	76,0	сл.	сл.	0,58	сл.	сл.	0,08	0,67	сл.	сл.	2,9	2,85
	98,6	0,5	10,0	3,5	2,0	0,2	2,17	1,4	1,54	1,4	10,0	13,75
Диатомит глинистый	59,8	0,2	9,6	1,5	сл.	0,02	0,7	0,73	0,2	0,1	0,90	5,0
	72,9	0,6	12,2	4,94	0,85	0,2	2,5	4,8	2,7	2,9	6,0	8,9
Глина диатомовая	58,0	0,2	12,2	1,64	1,2	сл.	0,2	1,0	0,6	0,4	0,87	4,2
	68,0	1,0	19,6	5,7	2,39	0,45	2,37	7,01	2,7	3,1	6,3	9,14
Диатомово-пеплово-туфовые породы	60,0	0,07	12,03	1,02	0,2	0,02	0,8	1,8	1,0	2,0	0,6	3,0
	70,16	0,7	18,9	5,12	1,2	0,3	2,49	2,49	5,0	2,8	4,1	5,6
Песчанистый диатомит	55,35	0,5	14,0	3,0	0,2	0,03	1,5	2,0	1,5	1,7	1,0	4,0
	59,20	1,0	16,9	9,5	1,5	0,25	2,09	3,45	3,51	3,50	3,66	7,8
Диатомово-известковистые породы	53,8	0,6	11,89	3,6	1,04	0,02	1,3	7,01	1,2	1,2	5,0	8,2
	62,85	0,85	15,68	7,5	0,31	0,03	2,29	2,0	0,85	1,86	4,85	6,06
Диатомиты брекчиевые	57,4	0,25	16,5	2,5	0,3	0,06	0,8	1,2	1,8	0,5	1,0	5,8
	61,5	0,37	17,8	4,05	1,44	0,25	1,35	3,5	3,4	2,3	3,0	9,2

Sc - 0,001-0,003%; Ba - 0,03-0,1%; Sr - 0,03-0,1%; Ga - 0,001-0,003%; Zr - 0,01-0,03%; Yt - 0,001-0,003%; Yb - 0,0001-0,0003%; Zn - 0,003-0,01%; Pb - 0,001-0,003%; Cu - 0,001-0,1%; Mo - 0,0001%; 0,0003%; Cr - 0,001-0,01%; V - 0,01-0,03%; Co - 0,001-0,003%; Ni - 0,003-0,01%;

Диатомиты глинистые и диатомовые глины. Глинистые диатомиты, составляя около 50 - 60% от общей мощности пород формации, характерны для всех месторождений, образуя слои или пачки, пласты, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до 30 метров и более. Особенно значительны колебания мощностей этих пород в Сисианском месторождении. Под микроскопом структура органогенная, алевритовая, пелитовая и состоит из обильного количества панцирей.

Обломочный компонент составляет до 20-25% (в диатомовых глинах - 40-50%) и представлен главным образом кварцем, чешуйками хлорита, биотита размером от 0,05 до 0,1 мм. Цемент кремнистый, в его составе иногда наблюдается карбонат с примесью глинистого продукта. Глинистые диатомиты часто переслаиваются с песчанистыми прослоями, которые включают корки, пропитанные гидроксидами железа. Глинистым диатомитам присуща тонкая горизонтальная слоистость. Нередки текстуры продавливания и оползания осадка. Основная кремнистая масса глинистых диатомитов и диатомовых глин слагается опалом. Глинистая примесь представлена следующими ассоциациями: монтмориллонит-гидрослюда, гидрослюда-монтмориллонит-каолинитовой, гидрослюда-монтмориллонитовой, гидрослюда-каолинит-монтмориллонитовой, монтмориллонит-гидрослюда-каолинитовой. В зависимости от преобладания той или иной минеральной ассоциации, определяется структурная особенность породы. Наиболее развита ассоциация гидрослюда-монтмориллонитовая, с резким преобладанием монтмориллонитового компонента (на Ахурянском месторождении, участки Арапи, Хачкар, Варт-Бах), Сисианском (участки Базарчай, Шамб, Норавап, Барцраван и др.). В диатомовых глинах с преобладанием монтмориллонита отмечается повышенная емкость обмена (65,0, 62,7 мг/экв/100г - преобладают щелочоземельные катионы) и показатель теплоты смачивания (Авакян, 1979). Между тем, в разновидностях, в которых преобла-

Таблица 30

Химический состав монтмориллонит-диатомитовых пород и бентонитовых глин  
Армянской ССР

Типы пород, место взятия	Окислы												
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	H <sub>2</sub> O	n.n.n	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
Монтмориллонит-диатомовая порода, уч. Барцраван Сисианского района	70,0	0,53	11,0	4,0	0,5	1,6	1,5	0,6	3,0	4,0	2,2	1,8	100,7
Монтмориллонит-диатомовая порода, уч. Арапи Ахурянского района	65,02	0,5	12,0	5,0	0,25	2,0	1,7	0,02	5,0	7,0	0,2	1,85	100,5
Монтмориллонит-диатомовая порода, уч. Нурнус Абовянского района	53,8	0,81	14,5	6,7	0,3	3,2	4,8	0,12	6,0	7,3	1,2	1,6	100,3
Глина бентонитовая, Ноемберянокское месторождение	69,98	0,26	10,05	3,64	не обн.	1,14	1,06	0,02	5,43	7,14	0,5	0,5	99,72
	60,04	0,46	14,32	6,44	0,29	1,78	2,21	0,01	5,52	5,64	1,80	2,37	100,8
Глина бентонитовая Саригухское месторождение (Иджеванский р-н) (Петросов, 1971)	55,03	0,8	15,35	5,0	0,36	1,77	3,36	0,13	8,09	8,06	2,1	0,40	100,45
	65,86	0,46	9,98	7,57	0,43	0,91	0,49	0,04	6,14	4,96	1,75	2,32	100,9

дает гидрослюдистая или другая ассоциация минералов, наблюдаются низкие значения емкости обменных катионов (до 13,8 мг/экв/100г) при явном преобладании суммы обменных ионов  $Mg^{2+}$  и  $Ca^{2+}$ . Наряду с этим, характерно низкое значение теплоты смачивания с соответствующей ему эффективной поверхности диатомовых глин. Минералы монтмориллонитовой группы на термограммах имеют весьма интенсивный эффект с максимумом при 100-210°C, вызванный выделением низкотемпературной воды.

Монтмориллонит диагностируется по серии рефлексов. Для образцов из Абовянского (Арзни, Нурнус), Сисианского (Амудсар, Барцраваг) месторождений отмечается интенсивный рефлекс  $(001)$  до 15,5 Å, для образцов из Ахурянского района (участки Варт-Бах, Хачкар, Арапи и др.) -  $(001)$  - до 15,7 Å (после насыщения образцов глицерином возрастает до 17,7 Å). Кроме монтмориллонита, на дифрактограммах глинистых минералов фиксируется каолинит с рефлексом  $a \sim 4,43; 2,57; 3,56; 7,08$  и  $a \sim 2,56; 7,19$  и гидрослюда с рефлексом  $a \sim 1,496; 3,33$  Å и  $a \sim 9,99$  Å и с неизменяемым межслоистым расстоянием базальных рефлексов. На электронно-микроскопических снимках фиксируются более или менее изометрические плотные частицы гидрослюды с резкими линиями ограничения и сравнительно крупные агрегаты монтмориллонита с сильно размытыми краями. На ряде месторождений выделяются участки, где глинистая составляющая представлена в основном монтмориллонитом (70-75%). Эти породы занимают промежуточное положение между бентонитами и диатомовыми глинами. Эти породы также могут быть предложены для промышленного освоения. Макроскопически они серого, серовато-зеленого цвета, плотные (плотнее, чем диатомовые глины), жирны на ощупь, представлены пластинами и линзами мощностью от нескольких сантиметров до 10-15, а иногда и 20 метров. Распространены они в Сисианском, Ахурянском, Абовянском, Мартунинском и в ряде других диатомовых бассейнов, на разных горизонтах диатомитовой толщи (иногда и в краевых, прибрежных частях). Выделяются две их разновидности - в первой имеется незначительное количество обломков пемзо-пеплового материала и диатомовых глин размером от нескольких миллиметров до 5 см, во второй - размеры и число этих обломков намного больше, они занимают нередко большую часть объема породы. Практический интерес представляют породы первого

типа. Химический их состав сходен с составом бентонитовых глин (табл. 30). Несколько повышенное содержание  $SiO_2$  обусловлено примесью органогенно-аморфного (панцирь) и хемогенно-диагенетического (глобуль) кремнезема. Характерными химическими элементами в породах являются барий (0,1-0,3%), стронций (0,1%), бор (0,01-0,03%), медь (0,01-0,02%), цирконий (0,3%). Встречаются также бериллий, литий, иттрий, скандий и ряд других, концентрация которых ниже или близка к кларковым содержаниям. В лаборатории технологии минеральных сорбентов г. Казани была определена удельная поверхность по Толуолу  $S_{уд}$  = 204,2 м<sup>2</sup> и емкость обменных катионов от 64,5 до 70,5 мг/экв/100 г.

Как отмечалось выше, основным глинистым компонентом этих пород является монтмориллонит, о чем свидетельствует интенсивный рефлекс с  $a(001) = 14,7-15,1 \text{ \AA}$  на диаграммах, достигающий значения 17,6-18,7  $\text{\AA}$  (после насыщения глицерином). После прокаливания остается ослабленный широкий пик с максимумом в области 10,0-10,5  $\text{\AA}$ . Повышенное значение  $a(001)$  насыщенного глицерином образца указывает на смешаннослойный характер минерала (кроме разбухающих слоев присутствует некоторое количество стабильных слоев с тенденцией к упорядоченности)<sup>х</sup>. Кроме монтмориллонита, в ряде образцов присутствует также палыгорскит (рефлекс в области 10,4-10,6  $\text{\AA}$ , сохраняющийся после насыщения глицерином). Наличие палыгорскита подтверждается и данными электронной микроскопии.

По данным электронографии, параметры элементарных ячеек монтмориллонитов колеблются от  $a = 5,16 \text{ \AA}$ ,  $b = 5,20 \text{ \AA}$  и " $c$ " от 8,96 до 9,00  $\text{\AA}$ . Монтмориллониты характеризуются несовершенной структурой (рис. 31). На электронномикроскопическом снимке монтмориллонит тонкочешуйчатый, это хлопьевидные агрегаты, зачастую с размытыми, местами резкими краями. Заметны реликты панцирей диатомей. Из неглинистых минералов в составе породы определяются опал, кристобалит, обыкновенная роговая обманка, кальцит, апатит, лимонит.

Эти породы возникли при преобразовании вулканогенного, пре-

<sup>х</sup> Анализы выполнены в ВНИИгеолнеруд г. Казани под руководством зав. лабораторией минералогии В. Власова.

Таблица 31

Химический состав диатомово-известковистых и слабо  
известковистых диатомовых глин

Окислы Типы пород	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	п.п.п	Сумма
Глина диатомово- известковистая	55,01	0,7	17,4	5,7	0,25	3,2	1,75	0,6	2,5	1,7	5,02	5,6	99,43
	54,8	0,6	11,89	3,6	1,4	7,01	1,30	0,5	1,2	1,2	8,0	8,20	99,70
Глина диатомовая, слабо известкови- стая	59,0	0,40	14,0	3,7	1,3	1,8	2,0	0,30	1,7	1,4	6,1	7,6	99,30
	61,0	0,58	12,8	3,75	0,3	2,0	0,8	0,03	1,5	1,9	7,2	6,4	99,26
	62,85	0,85	13,68	6,52	0,31	2,0	1,29	0,03	0,85	1,86	4,70	5,06	100,0

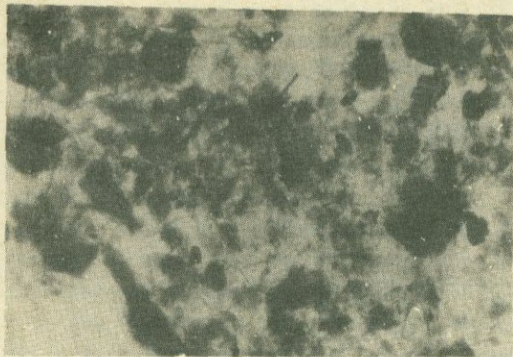


Рис. 31. Электронно-микроскопический снимок монтмориллонита с несовершенной структурой. Ув. 4800 х.

имущественно пемзо-пеплового материала в бассейне, где развились также диатомовые водоросли. Помимо вулканогенных продуктов, в бассейне накапливался также разрушенный биогенный материал. Роль биогенного кремнезема в образовании этих пород пока недостаточно ясна и это задача дальнейших исследований.

Разности диатомитов с преобладанием монтмориллонитовой составляющей, как видно, интересны повышенными сорбционными свойствами и необходимо дальнейшее детальное их изучение и оконтуривание площадей распространения.

**Песчанистые диатомиты.** Светло-серые с желтоватым оттенком породы. Довольно широко распространены в Сисианском, Паракарском, Арзнинском, Ахурянском диатомитовых месторождениях. Выделяются песчано-глинистые и глинисто-песчанистые разновидности. Образуют они слои мощностью от нескольких сантиметров до 10 м. Песчанистый диатомит под микроскопом имеет органогенную псаммитовую структуру, содержит обломки базальта с различной микроструктурой, туфа, обсидиана и других пород, преимущественно вулканогенных. Размер обломков колеблется от 0,1 до 2,0 мм. Обломки минералов представлены плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой, биотитом, апатитом и магнетитом. Обломочный материал сцементирован кремнистым цементом.

**Диатомово-ракушечные (дрейссенсовые) породы.** В разрезах часто переходят в известковистые глины (без ракушечного материала). Литолого-петрографическое их

описание было дано выше. Химический состав приведен в табл. 29.

**Диатомово-пепловые туффы.** Отличаются белым цветом, иногда имеют желтоватый оттенок. Распространены ограниченно в Сисианском, Ахурянском, Арзнинском, Паракарском диатомовых бассейнах. Мощность слоев в пределах 5-10 см, местами она достигает 70-80 см (у пос. Шамб, с. Базарчай Сисианского района). Под микроскопом структура породы органо-генно-пепловая, сложена она в основном из панцирей, сцементированных пирокластическим материалом с примесью глинистого материала. Количество цемента составляет 25-30%. Обломочный материал: кварц, полевой шпат, чешуйки биотита, хлорита, авгит, диопсид, гиперстен (размером не более 0,1 мм), встречаются также обломки кислого стекла (пемзы, размером 0,8-1 см).

**Диатомово-обломочные породы.** Слагают маркирующий диатомово-обломочный горизонт. Типичны для разрез месторождений Сисианской и Ленинанканской групп. Мощность их колеблется от 0,2 до 10 и больше метров. Порода белого цвета, органо-генно-обломочной структуры. Обломки пород представлены обсидианами, трахитами, дацитами, базальтами, витрокластическими туфами. Угловатые обломки часто имеют флюидальную и пузырчатую текстуру. Кристаллокластическая часть породы - плагиоклаз, кварц, биотит, апатит. Цемент кремнистый, состоит из большого количества панцирей диатомей с небольшой с небольшой примесью (10-15%) глинистого материала.

#### Геохимическая характеристика диатомовых пород

Диатомовые породы вулканогенно-осадочной и осадочной субформаций обособляются по петрохимической и геохимической характеристикам. Могут быть выделены:

1. Группа элементов, входящих в состав наиболее распространенных минералов: кремний, алюминий, кальций, натрий, калий, магний, титан, марганец и др.

2. Группа элементов, входящих в состав менее распространенных и редких минералов: бор, стронций, медь, цинк, свинец, оериллий, литий, галлий, скандий, иттрий, иттербий и др.

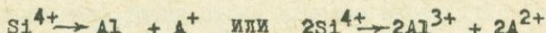
Для выяснения характера распределения указанных элементов в диатомитовой толще было использовано 176 силикатных и 650 полуколичественных спектральных анализов. Элементы сгруппированы согласно геохимической классификации А.Н.Заварицкого (1944).

### Группа петрогенных элементов

**К р е м н и й**. Максимальные количества кремнезема обнаруживаются в наиболее чистых диатомитах, а минимальные - в песчанистых диатомитах. Богатая кремнеземом разновидность породы минералогически представляет собой опаловый диатомит.

Намечаются следующие возможные источники и пути поступления кремнезема: а) разложение и выщелачивание ранее существующих вулканических и интрузивных пород; б) поступление кремнезема в бассейн гидротермальными растворами; в) разложение вулканического материала выбросного характера (пепел и др.).

**А л ю м и н и й** - один из распространенных элементов диатомитов. В виде трехвалентного иона входит в состав алюмосиликатов. Вхождение алюминия в решетку силикатов осуществляется по схеме компенсационного изоморфизма:



(где роль  $A^{+}$  могут выполнять  $Na^{+}$  и  $K^{+}$ , а роль  $A^{2+}$  -  $Ca^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$  и др.). Глинозем распределен неравномерно. Минимальная концентрация глинозема - 8,29% наблюдается в более чистом диатомите; затем возрастает через глинистый и пепловый к песчанистому до 16,71%, максимальное содержание его - 17,15% приурочено к брекчиевому диатомиту. В диатомитах количество глинозема снижается с повышением содержания кремнезема (рис.24).

**М а г н и й** и **к а л ь ц и й** - в диатомитах распределены неравномерно. Максимальное содержание  $MgO$  (1,79%) и  $CaO$  (2,62%) установлены в песчанистых диатомитах. Минимальные концентрации  $MgO$  (0,93%) наблюдаются в пепловых диатомитах, а окиси кальция (1,25%) - в более чистых диатомитах. Определенной связи между содержаниями  $Mg$ ,  $Ca$  и глинозема не наблюдается.

**Н а т р и й** и **к а л и й** в виде одновалентных катионов входят в кристаллическую решетку породообразующих и акцес-

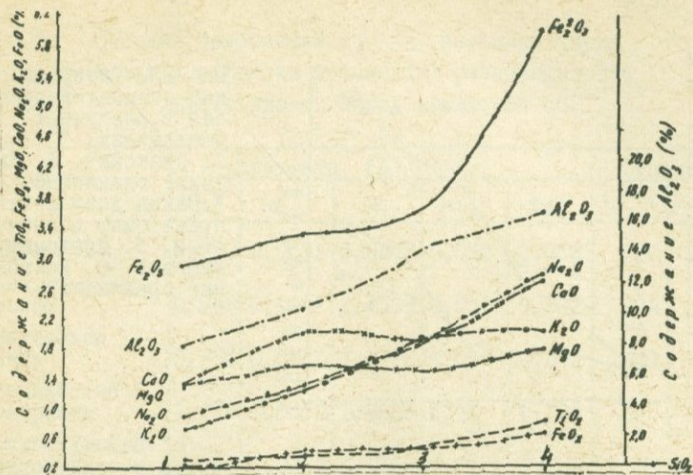


Рис. 32. Распределение окислов в различных диатомитах. 1. Диатомит. 2. Диатомит глинистый. 3. Глина диатомовая. 4. Диатомит песчанистый.

сорных минералов. В разновидностях диатомитов количество и  $K_2O$  возрастает с понижением содержания кремнезема. Соотношения средних содержаний натрия и калия в рассматриваемых разновидностях диатомитов имеют тройкое выражение: а)  $Na_2O > K_2O$  (наиболее чистые, песчанистые и брекчиевые диатомиты); б)  $Na_2O < K_2O$  (пепловые диатомиты); в)  $Na_2O$  почти равен  $K_2O$  (глинистые диатомиты и диатомовые глины).

#### Группа малых петрогенных элементов

Л и т и й. Среднее содержание его в диатомитах ниже или равно кларку лития для осадочных пород. Наиболее высокие концентрации лития установлены в брекчиевых диатомитах. Количество его (0,003–0,01%) почти в два раза выше, чем в более чистых диатомитах (0,001–0,005%). Концентрация лития возрастает от более чистых разновидностей диатомитов к брекчиевым. Вследствие близости кристаллохимических свойств с магнием, натрием и калием элемент рассеивается в породообразующих и аксессуарных минералах. Самостоятельных минералов металла не обнаружено. Отношение  $Mg/Li$  колеблется в пределах 93–224, причем определенной зависимости между содержанием лития и магния не наблюдается. Наи-

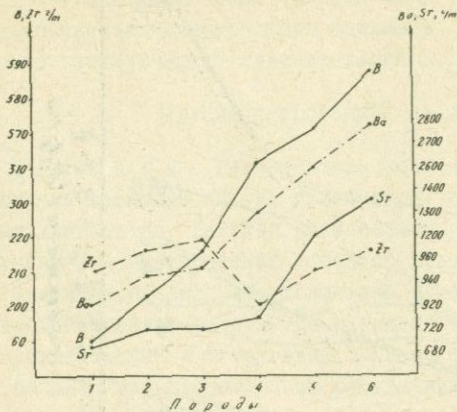
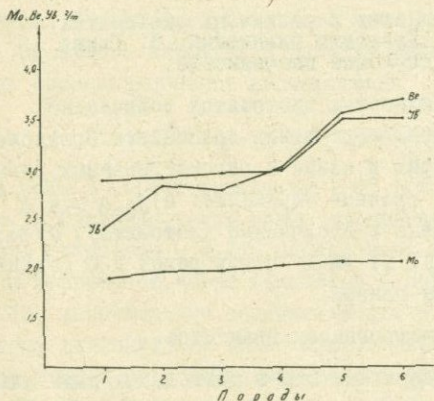


Рис.33. Распределение элементов-примесей в различных диатомитах. 1. Диатомит. 2. Диатомит глинистый. 3. Глина диатомовая. 4. Диатомит песчанистый. 5. Диатомит туфовый. 6. Диатомит брекчиевый.



более высокое отношение установлено в глинистых диатомитах (табл.32).

Б е р и л л и й. Концентрация элемента варьирует в пределах 0,0001-0,0005%. В большинстве случаев равно кларку бериллия для осадочных пород. Наблюдается увеличение содержания бериллия от более чистых разновидностей диатомитов к брекчиевым.

Самостоятельных минералов элемента в диатомитах не установлено.

С т р о н ц и й - один из характерных элементов диатомитов. Количество его варьирует в пределах 0,03-0,3% при среднем содержании в 2-4,5 раза выше кларка в осадочных породах ( $4,5 \cdot 10^{-2}$ ). В брекчиевых диатомитах концентрация элементов возрастает в два раза по сравнению с более чистыми диатомитами (рис.33). Количество стронция уменьшается от вулканогенно-осадочных к осадочным диатомитам.

Таблица 32

Средние содержания магния, кальция, бария, лития и стронция в основных разновидностях диатомитовых пород Армянской ССР

Породы	Элементы (%)					Отношения		
	Mg	Li	Ca	Ba	Sr	Mg/Li	Ca/Sr	Ba/Sr
Диатомиты	0,770	0,0035	0,8875	0,092	0,0685	220	12	1,3
Глинистые диатомиты	0,948	0,0042	1,4555	0,095	0,072	224	22	1,3
Диатомовые глины	0,852	0,042	1,2922	0,0955	0,072	203	18	1,3
Песчанистые диатомиты	1,074	0,0050	1,8602	0,13	0,091	215	20	1,4
Пепло-туфовые диатомиты	0,558	0,0060	1,1360	0,25	0,120	93	9	2,1
Брекчиевые диатомиты	0,780	0,0065	1,3774	0,278	0,135	120	10	2,1

Отношение  $Ca/Sr$  варьирует в пределах от 9 до 22. Четкой зависимости между концентрациями кальция и стронция не наблюдается (табл. 32).

**Б а р и й** - характерный элемент диатомитов. Наиболее высокие содержания бария отмечены в брекчиевых диатомитах (2780 г/т) и наиболее низкие - в более чистых диатомитах (920 г/т). Средние его содержания в диатомитах в 1,25-3,5 раза выше кларка бария ( $8 \cdot 10^{-2}$ ) для осадочных пород. Во всех разновидностях диатомитов концентрация бария преобладает над содержанием стронция. Отношение  $Ba/Sr$  повышается от осадочно-органических разновидностей к вулканогенно-осадочным (табл. 32). В диатомитах барий присутствует главным образом в виде самостоятельных минералов (барит и др.).

#### Элементы магматических эманаций

**Б о р**. По содержанию бора диатомиты подразделяются на две группы: а) с содержаниями бора, в 2-6 раза превышающими его кларк в осадочных породах; б) с концентрациями бора ниже кларка в 1,5-2 раза.

На Сисианском месторождении диатомитов бор помимо минералов-концентраторов (улексита, тинкалконита) присутствует также в виде изоморфной примеси в составе породообразующих и акцессорных минералов.

**Ц и р к о н и й** . Содержания его близки к кларковым. Подавляющая часть циркония, по-видимому, находится в акцессорном цирконе (рис.33).

**Г а л л и й** - типичный рассеянный элемент. Средние концентрации галлия в диатомитах близки к кларковым в осадочных породах. Близость химических свойств и размеров ионных радиусов галлия (0,63 А) и алюминия (0,57 А) обуславливает его рассеяние преимущественно в алюмосиликатах. Содержание галлия увеличивается от более чистых разностей к брекчиевым.

**С к а н д и й** установлен во всех исследованных образцах диатомитов. Содержание скандия варьирует от  $1 \cdot 10^{-3}$  до  $3 \cdot 10^{-3}$ . В чистых диатомитах среднее его количество составляет 0,001%, что равно кларку элемента в осадочных породах. Наиболее высокие концентрации скандия приурочены к брекчиевым диатомитам. Минералами-носителями и концентраторами скандия являются плагиоклазы (0,001%), титаномагнетит (0,002%), гематит (0,002%), магнетит (0,003%), ильменит (0,005%), авгит (0,005%) и циркон (0,01%). В плагиоклазе и авгите скандий изоморфно замещает железо, марганец или марганец (Борисенко, 1944).

**И т т р и й ч и т т е р б и й** - постоянные примеси диатомитов. Средние содержания их близки к кларковым. Наблюдается увеличение их количества от чистых разновидностей диатомитов к пепло-туфовым и брекчиевым.

#### Группа металлических элементов

**М о л и б д е н** встречается в содержаниях от 0,0001 до 0,0003%, близких к кларковым (рис.33).

**М е д ь** - наиболее постоянная акцессорная рудная примесь в диатомитах. Средние содержания меди в песчаных, пепло-туфовых и брекчиевых диатомитах заметно превышают кларковые. Наблюдается увеличение его концентраций от чистых разностей к брекчиевым. Основной формой проявления меди является минеральная: встречаются халькопирит, малахит, азурит и самородная медь.

**С в и е ц** в повышенных количествах установлен в брекчиевых и пепло-туфовых разновидностях диатомитов. Накапливается в вулканогенно-осадочных разновидностях диатомитов. Из собственных минералов свинца встречаются галенит и самородный свинец (Сисианский бассейн).

**Ц и н к** содержится в количествах, близких к кларковым в осадочных породах. Содержания элемента убывает от вулканогенно-осадочных разновидностей диатомитов к осадочным. В породах характерно присутствие сфалерита.

#### Элементы группы железа

**Ж е л е з о.** Содержание Fe увеличивается с понижением количества кремнезема. Трехвалентное железо преобладает над двухвалентным.

Железо привносилось в диатомитовые бассейны: а) в виде истинных или коллоидных растворов бикарбонатов, сульфатов и др.; б) в форме железистой взвеси, в составе взвешенного обломочного материала. Растворенное железо составляло лишь незначительную часть от валового железа.

**М а р г а н е ц** - характерная примесь диатомитов. В диатомитах распределен неравномерно. Связи между изменением количества марганца и главных породообразующих элементов не наблюдается. Основная форма нахождения марганца минеральная (псиломелан, пиролюзит и др.).

**Т и т а н** - присутствует во всех разновидностях диатомитов. Среднее содержание  $TiO_2$  в диатомитовых породах колеблется от 0,19 до 0,82%. Концентрация  $TiO_2$  в разновидностях диатомитов увеличивается с повышением количества кремнезема. Титан концентрируется в виде титаномагнетита, ильменита, рутила, в меньшей мере - в темноцветных минералах (биотит, авгит и др.).

**Х р о м** в диатомитах содержится в ниже, чем кларковые количествах. Близкларковые содержания свойственны пепловым и брекчиевым разновидностям. Концентрация хрома возрастает от сравнительно чистых разновидностей диатомитов к брекчиевым и пепловым. Минералами-носителями хрома являются магнетит, гематит, титаномагнетит, ильменит, оливин, пироксен.

**Н и к е л ь, к о б а л ь т** в близкларковых содержаниях

ях присутствуют во всех разновидностях диатомитов. Средние значения убывают в ряду: брекчиевые диатомиты - пепловые диатомиты - песчанистые диатомиты - глинистые диатомиты - диатомитовые глины - более чистые диатомиты. Средние концентрации описываемых элементов уменьшаются в ряду  $Ni > Sr > Co$ .

**В а н а д и й**. Обнаруживается в минералах железа - магнетите, гематите, титаномагнетите, ильмените, пирите и др. Вулкано-осадочные разновидности диатомитов (пепловые и брекчиевые) почти вдвое обогащены ванадием по сравнению с кларком для осадочных пород. Средние содержания элементов в диатомитах очень близкие и изменяются от 0,0135 до 0,0145%, причем наиболее низкие количества устанавливаются в более чистых разновидностях.

Итак, в диатомитовых породах вышекларковые содержания выделяются для бора, стронция и бария. Содержание элементов-примесей возрастает от более чистых к пепло-туфовым и брекчиевым разновидностям диатомитов.

### О применении диатомитов

Диатомит применяется в нефтяной промышленности для адсорбции паров, в химической - в производстве многокремнистого ультрамарина, для фильтрации нитроглицерина и других веществ, в сахарной промышленности - в качестве фильтрующего и отбеливающего материала для предварительной очистки соков и рафинадных сиропов. Диатомит используется, кроме того, в качестве наполнителя в керамической, бумажной, красильной, резиновой и других производствах, в последнее время - также в атомной промышленности для улавливания радиоактивных веществ из воды. Широкое применение диатомит имеет в газовой-жидкостной хроматографии в качестве носителя.

По запасам диатомового сырья Армянская ССР является одной из перспективных в Советском Союзе. По качеству диатомитов, физическим и химическим свойствам одним из лучших в стране являются диатомиты Джрацзорского месторождения (табл. 33).

Наиболее высококачественными были диатомиты ныне отработанного Нурнусского месторождения (табл. 34). Диатомиты применялись без предварительного обогащения в качестве фильтру-

Сопоставление основных физических свойств  
диатомитов некоторых месторождений СССР

Наименование месторождений	Удельный вес, г/м <sup>3</sup>	Объёмный вес, т/м <sup>3</sup>	Пористость, %
Джрадзорское, Армянская ССР	2,0-2,1	0,39-0,41	80,0
Камышловское, Свердловская обл.	2,2	0,829	62,0
Инзенское (Сирой), Ульяновская обл.	2,115	0,640	70,0
Кисатибское, Грузинская ССР	2,031	0,447	78,0
Сисианское, Армянская ССР	2,17	0,65	70,51

шого материала в сахарной промышленности. Повышение содержания  $\text{SiO}_2$  в диатомите может быть достигнуто обогащением. Перспективным является применение диатомитов в качестве различных фильтрационных материалов (Harris, 1965). Опытные работы, сделанные на химическом факультете МГУ, под руководством Гавриловой Т.Б., показали, что диатомиты Джрадзорского и отчасти Сисианского месторождений по структурной характеристике приближаются к одному из лучших, используемых за рубежом, носителей - хромсорбу "w", для которого  $v = 1,8 \text{ см}^3/\text{гр}$ , эффективный радиус его пор ( $r_{\text{эф}} = 2 \mu$ ), где общий объем пор ( $v$ ). Для диатомитов Джрадзорского месторождения получены показатели:  $v = 1,75 \text{ см}^3/\text{грамм}$ ,  $r_{\text{эф}} = 0,4 \mu$ . Сисианские диатомиты и глинистые диатомиты приобретают сходные характеристики после термической обработки. Путем соответствующей обработки можно получить однородную микропористую структуру с эффективным радиусом  $r_{\text{эф}} = 2 \mu$ .

По данным Р.Калверта (1939), наилучшие фильтровальные свойства диатомит приобретает после обжига при  $1000^\circ\text{C}$  (спекание глинистых минералов). В химической лаборатории ИГи АН АрмССР совместно с О.А.Бозояном, были проведены опытно-обогащительные работы по удалению из диатомитов примесей, ухудшающих его свойства. Сисианские глинистые диатомиты после обогащения могут ис-

Таблица 34

## Химический состав диатомитов некоторых месторождений СССР

Окислы Месторождения	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	R <sub>2</sub> O	n.n.n
Инзенское (Ульяновская обл.)	77,83	6,12	2,22	1,02	0,6	-	-	-	-	9,10
Сенгелевское (Ульяновская обл.)	88,1	5,45	2,93	1,08	0,68	0,38	-	-	-	6,91
Пионерское (Приморский край)	55,38 76,16	1,80 26,0	2,2 10,4	-	-	-	-	-	-	2,8- 21,6
Камышловское (Свердловская обл.)	79,92	6,58	3,56	0,98	1,43	0,48	-	-	1,37	4,91
Кисатибское (Грузинская ССР)	94,14	1,13	0,28	0,17	-	0,85	2,93	-	-	-
Джрадзорское (Армянская ССР)	89,61	1,68	0,86	1,18	1,47	0,06	-	0,29	0,44	4,65
Сисианское (Армянская ССР)	72,9 80,25	4,23 10,51	1,80 4,56	0,82 2,17	0,51 2,88	0,11 0,52	-	0,10 0,58	0,35 2,94	4,05 10,62
Кингисепское (Ленинградская обл.)	76,25	9,42	6,76	1,61	2,12	0,22	-	0,14	3,66	-
Нурнусское (Армянская ССР)	89,6 98,6	-	0,92 3,11	-	0,67 1,44	-	-	от сл. 0,74	-	-

пользоваться как фильтры (Авакян, 1971).

Диатомиты Армянской ССР изучались крупными научными и научно-производственными организациями страны (Кавказский институт минерального сырья, Казанский институт нерудного сырья, Лаборатория при химическом факультете МГУ, а также в Армянском институте камней и силикатов). По этим данным, диатомиты месторождений республики могут использоваться для теплоизоляционных целей (Арзнинское, Ленинанканское, Гегамское, Паракарское), а также для строительных материалов (Акнадашское, Базарчайское, Борисовское, Узское, Шамб-дарабасское). Для фильтрации могут использоваться диатомиты Джрадзорского, Парбийского месторождений. В последнее время появился новый крупный потребитель молотых диатомитов в производстве удобрений и инсектицидов (Дистанов, 1976). Диатомовый порошок будет применяться для опудривания готовой продукции, с целью сохранения ее первоначальной структуры. Потребности этой отрасли увеличатся ориентировочно с 2,5 тыс.т в 1970 г. до 500 тыс.т в 1985 г. или в 20 раз. Для этой цели вместе с другими месторождениями СССР из месторождений Армянской ССР пригодны Воротанское (Сисианский р-н) и Арзнинское (Абовянский р-н). Значительная часть потребляемых промышленностью нашей страны фильтрующих порошков импортируются. Поэтому понятен повышенный интерес к местному диатомиту. Между тем еще многие месторождения слабо или вовсе не освоены. Научно-исследовательские институты должны изыскать эффективные методы обогащения рядовых диатомитов. При поисковых работах производственными организациями следует иметь в виду большие перспективы обнаружения вулканогенно-осадочного генетического типа диатомитов в наземно-вулканической формации верхнеплиоцен-четвертичного возраста.

Запасы месторождений диатомитов  
Армянской ССР

Зона	Наименование месторождений	З а п а с ы			Область применения	
		Утвержд.	Не утвержд.	Ориентир		
1	2	3	4	5	6	
Северная	Ленинаканское "Мармашен" Ахурянский р-н		5,78000 м <sup>3</sup>		В теплоизоляционной и цементной промышленности	
	Карнутское, Ахурянский р-н			небольшие	"-	
	Мусаелянское, Ахурянский р-н			30 тыс. м <sup>3</sup>	"-	
	Анийское			небольшие		
	Итого			5,78000 м <sup>3</sup>	30 тыс. м <sup>3</sup>	
-----						
Центральная	Парпийское, Аштаракский р-н	197 тыс. м <sup>3</sup>	-	-	Как фильтрующий материал и для теплоизоляции	
	Базмаванкское, Абовянский р-н		не подсчитаны			
	{ Нурнусское, Абовянский р-н	40.687 м <sup>3</sup> м-ние почти вы- работано				Как фильтрующий материал, а также как наполнитель для синтетич. каучука
	Арзнийское, Абовянский р-н	5.215 тыс. м <sup>3</sup>	-	3-3,5 млн. м <sup>3</sup>	Теплоизоляционный материал, а также для производства удобрений	
	Дзорахпурское, Абовянский р-н		не подсчитаны			
Аркельское, Абовянский р-н		не подсчитаны				
Паракарское, Эчмиадзинский р-н	1,738 тыс. м <sup>3</sup>				Для кирпично-черепичного производства	

I	2	3	4	5	6
Центральная	Джрадзорское, Арташатский р-н	870 тыс.м <sup>3</sup>	-	-	Фильтрационный материал в пищевой промышленности
	Гегамское, Арташатский р-н	-	-	500 тыс. м <sup>3</sup>	
	Мартунинское, Цовинарский р-н	-	-	35-40 млн.м <sup>3</sup>	
	Покр-Дасрадзорское, Арташатский район			25 тыс. м <sup>3</sup>	
	Хндзорутское, Арташатский р-н	-	-	-	
	Джерманисское, Вединский р-н	-	-	10 тыс. м <sup>3</sup>	
	Саалинское, Ехегнадзорский р-н	-	-	0,8-1,0 млн.м <sup>3</sup>	
	Ераносское, Арташатский р-н			2,5-3,0 млн.м <sup>3</sup>	
	Гндевазское, Азизбековский р-н	-	-	8-10 тыс.м <sup>3</sup>	
	Итого	8,6 млн.м <sup>3</sup>		42,3-47,5 млн.м <sup>3</sup>	
Южная	Воротанское, Сисианский р-н	9,02 млн. м <sup>3</sup>			В качестве кондиционирующей добавки в удобрение
	Базарчайское, Сисианский р-н			8,5 млн. м <sup>3</sup>	В качестве фильтрующего материала в сахарн. промыш.
	Акнадашское, Сисианский р-н			4-4,5 млн. м <sup>3</sup>	Строительные материалы
	Ангехакотское, Сисианский р-н				15-18 млн. м <sup>3</sup>
	Борисовское, Сисианский р-н			250 тыс. м <sup>3</sup>	"-

I	2	3	4	5	6
	Ангехакотское, Сисианский р-н			15-18 <sup>з</sup> млн.м <sup>з</sup>	Строительные материалы
	Дарабасское, Сисианский р-н			4-5 <sup>з</sup> млн.м <sup>з</sup>	-"-
	Шамбское, Сисианский р-н			50 млн.м <sup>з</sup>	-"-
	И т о г о	9,02 млн.м <sup>з</sup>	4-4,5 <sup>з</sup> млн.м <sup>з</sup>	77,75- 81,750 млн.м <sup>з</sup>	

## 6. ГЛАВНЫЕ ЭПОХИ НАКОПЛЕНИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Из проведенного обзора распространения кремнистых пород в стратифицированных формациях фанерозоя региона следует, что наиболее крупными эпохами накопления высококремнистых пород являются средне-верхнепалеозойская, альб-поздне меловая и верхнеплиоцен-четвертичная. Средне-верхнепалеозойские (включая триас) парагеосинклинальные (субплатформенные) отложения вмещают исключительно осадочные типы месторождений: кварцевые песчаники и алевриты, кварцито-песчаники и, наконец, осадочные кварциты. Наибольшие концентрации этих обломочных накоплений выявлены в Араратском и Ехегнадзорском районах и в тектоническом отношении относятся к Урц-Джувльфинской и Еревано-Ордубадской тектоническим зонам Малого Кавказа. Подсчитанные геологические запасы осадочных силицитов практически неисчерпаемы (Нисанян, 1974, 1985). Разведаны и подсчитаны запасы (табл. 36) Эртичского, Урцского и Араратского месторождений. Такие месторождения, как Аргичинское, Гнишикское, представляют первоочередной интерес для постановки геологоразведочных работ. Вторая подзона развития кварцитов находится в пределах восточного крыла Мегринского антиклинория. Кварциты приурочены к позднедевонским-раннекаменноугольным отложениям, в тектоническом отношении принадлежащим Анкаван-Мегринской тектонической зоне Малого Кавказа. Разведочные работы здесь не проводились, но, по ориентировочным данным, запасы представляют промышленный интерес. Качество сырья, как видно, ниже, чем в Еревано-Ордубадской зоне.

Вторая крупная эпоха кремненакопления - средне- и отчасти поздне меловая. Кремненакопление связано с заложением и развитием глубоководных прогибов офиолитового типа (Сатян, 1975, 1979). Наибольшие перспективы в отношении разнообразного кремнистого сырья связаны с Севанской офиолитовой зоной и прежде всего с центральным ее сегментом (Севанский хребет). Кремнистые породы являются формациеобразующими в составе кремнисто-эффузивной формации. Ориентировочные их запасы оцениваются в несколько десятков миллион тонн только в пределах Севанского хребта. Осаж-

дение кремнезема из морской воды происходило за счет биологического извлечения кремнезема радиоляриями. Биогенный кремнезем в разных пропорциях смешивался с кремнеземом, осаждавшимся из гидротерм. Кремнисто-вулканогенная формация включает силициты, выпавшие из гидротермальных растворов, и лежащие линзы силицитов, параллельные напластованию, реже секущие тела — реликты подводных гидротермы разломов. Осаждение кремнезема из гидротермальных растворов имело место из-за резкого падения температуры и изменения рН гидротермального раствора при соприкосновении с наддонными холодными водами.

Третий генетический тип силицитов связан со сносом кремнистого ила турбидитовыми потоками и наддонными течениями. В этом случае формируются силициты с градационной, иногда косослоистой текстурой. В известной мере они могут быть уподоблены обломочным силицитам.

В разрезе мелководных эффузивно-витрокластических формаций раннего сенона Сомхето-Карабахской, а также Базумо-Кафанской тектонических зон имеются проявления и месторождения агатовой и кварцево-агатовой минерализации гидротермального происхождения (Саригяхское и др.).

Определенные перспективы выявления крупных запасов осадочных и гидротермально-метасоматических силицитов связаны с базальным горизонтом известняковой формации сенона. Наибольший интерес для выявления гидротермально-метасоматического типа концентраций кремнезема представляют участки, где известняковая формация перекрывает вулканические аппараты раннесенонского времени, активизировавшиеся на более позднем этапе — в начале кампана и в палеогене. Первоочередной интерес имеет полоса от г. Сурп-Саркис до с. Али-Байрамлы, где развиты почти нацело окремельные известняки — вероятное перспективное сырье для абразивных материалов (типа порцелланитов) и для получения волластонита. Необходимо изучение этих выходов и их промышленная оценка.

Третья крупная эпоха кремненакопления — верхнеплиоцен-четвертичная, характеризуется развитием вулканогенно-осадочных крупных и осадочных мелких диатомово-пемзовых месторождений силицитов в составе наземно-вулканической надформации. Область распространения продуктивных толщ не ограничивается централь-

## Выдвигаемые первоочередные объекты для постановки геологоразведочных работ

Комплекс	Местоположение объекта	Возраст	Типы пород (полезные ископаемые) и ассоциирующие с ними породы	Суммарная мощность полезн. ископ.	Вид планируемых работ	Предполагаемые запасы	Область применения
I	2	3	4	5	6	7	8
$N_2-Q_1$	Сисианский р-н сс. Гор-Хайк, Уз	$N_3^2-Q_1$	Диатомиты, глинистые диатомиты, пеплы, туффиты, андезито-базальты, трахибазальты	до 30-40 м	Поисково-съемочные; оконтуривание участков качественного сырья	до 5 млн. тонн	Адсорбенты, теплоизоляторы, добавки к удобрениям
" "	Варденисский и Мартунинский р-ны, южн. берег оз. Севан, с. Цовинар	" "	Диатомиты, глинистые диатомиты	до 1,5 м	" "	до 150 тыс. тн	" "
" "	Верховье р. Веди, р-н с. Джерманис	" "	Диатомиты, глинистые диатомиты	до 2 м	" "	до 30 тыс. тн	" "
$K_1^{al}-K_2$	Варденисский р-н басс. рр. Саринар, Сатанахач, Дара, Гейсу	$K_1^{al}, K_2^{cn1}$	Силициты (радиоляриты, глобулярные и микрозернистые кремни, металлоносные силициты), кремнистые пелитовые туффиты, известняки, базальты, редко кератофиры	250 - 300 м	Поисково-съемочные; оконтуривание силицитов и обособление металлоносных разностей	Десятки млн. тн	Получение стекла, выделение металлов (Мп и др.), пигменты, подложные материалы, получение цветного бето-

1	2	3	4	5	6	7	8
$K_1^{al}-K_2$	Арабатский р-н, г. Веди, а также верховье р. Веди (Хосровский заповедник)	$K_1^{al}-K_2^{nl}$	Силициты (радиоляриты), микрозернистые известняки, вулканиты (металлоносные силициты отсутствуют)	50 - 80 м	Поисково-съемочные; оконтуривание силицитов, выделение разновидностей, пригодных для получения пигментов	Несколько млн. тн	на, керамики, применение в строительстве плотин и шоссе-ных дорог
$J_3-K_1^{nc}$	Иджеванский р-н, левобережье р. Веди, Агстев; басс. рр. Асрикчей, Тала, сс. Лусадзор, Нижний Агдан	$J_3^{ofkm}$	Кремни, чередующиеся с известняками и доломитами	10 - 15 м	Поисково-съемочные работы, оконтуривание площади развития кремней в низах разреза в. оксфорда и в др. частях разреза	до 0,5 млн. тн	Получение керамических изделий, волластонита, поделочных материалов
$PZ-T_3$	Ехегнадзорский р-н, сс. Амагу - Гнишик (басс. р. Чрахана)	$D_3$	Кварциты, кварцито-песчаники, кварцевые алевролиты, песчаники, глинистые, глинисто-песчаные сланцы и известняки	300 м	Поисково-съемочные работы оконтуривание площади развития кремневых пород	Несколько млн. тн	Получение стекла, флюса, динасовых огнеупоров, а также применяется как абразивный строй-материал
" - "	Мартунинский р-н, басс. р. Аргичи	$D_3-C_1$	" - "	" - "	" - "	" - "	" - "

ной складчатой зоной Малого Кавказа и охватывает северную часть Ереванско-Ордубадской и юго-восточную часть Базумо-Кафанской и, наконец, северо-западную часть Сомхето-Карабахской тектонических зон региона. Суммарные их запасы весьма значительны (табл. 36).

Концентрации кремнезема имеют сложную гетерогенную природу. Выясняется многообразие форм кремненакопления и преобладание органогенного кремнезема, накопление которого происходило синхронно с вулканизмом в озерно-континентальной обстановке. Для этих толщ показателен преимущественно диатомовый состав кремнеобразующих и большая доля взрывчатого кислого материала, который участвовал в их накоплении, представляя также исходное вещество в привносе кремнезема. Породы диатомитовой формации наименее подвержены постседиментационным преобразованиям, тем самым являясь исключительно важным сырьем как адсорбенты.

Итак, в фанерозое региона отчетливо обособляются три главные эпохи осадочного и вулканогенно-осадочного кремненакопления - средне-позднепалеозойская (с триасом), средне-позднемеловая и, наконец, позднеплиоцен-четвертичная. Меньшие масштабы кремненакопления приходится на юрско-неокомское время и весьма ограниченные - на олигоцен-миоценовое время. Вопросы кремненакопления в палеогене требуют дальнейшего изучения и объективной оценки. Позднеюрско-неокомский этап кремненакопления наиболее интенсивно проявлен в Иджеванском синклинии. Образованные в условиях морского мелководья силициты здесь залегают, как правило, в карбонатных породах и отличаются чистотой состава.

Имевшая место преимущественно биогенная и отчасти хемогенная садка кремнезема осуществлялась на фоне интенсивного базальт-андезитового вулканизма.

Недостаточно могут быть оценены объемы кремнистых пород позднеюрско(?) - раннемелового(?) возраста Севанской офиолитовой зоны, где в басс. р. Тертер получены данные радиоляриевого анализа (Жамойда и др., 1976) о наличии радиоляритов этого возраста.

Вопрос в том, что именно в опорных разрезах впоследствии были найдены средне-позднемеловой комплекс радиолярий, среди известняков, переслаивающихся с радиоляритами, и остатки глобултрикан. Не исключено, однако, присутствие в низах этих разре-

зов нижнемеловых радиоляритов (Zakariadze e.a., 1983).

Небезынтересно отметить, что именно к этим двум рубежам - юрско-раннемеловому и палеоген-миоценовому, особенно ко второму из них, относятся месторождения так называемых вторичных кварцитов, которые в данной работе не рассматриваются. Отметим лишь, что С.Ачикгезяном, Э.Набандяном, Г.Саркисяном и К.Мурадяном (1982) выделяются следующие их типы:

а) Вторичные кварциты высокотемпературного приконтактового выщелачивания гипабиссальной фации глубинности в связи с гранитоидным плутонизмом (андалузит-кварцевые, силлиманит-андалузитовые, андалузит-ортоклаз-кварцевые и др. типы метасоматитов).

б) Вторичные кварциты средне-низкотемпературного приконтактового сольфатарного выщелачивания субвулканической и приповерхностной фации глубинности, связанные с кислым вулканизмом (субвулканы, экструзивы, стратовулканы). В массивах с алунитовым профилем монокварциты занимают верхнюю часть разреза, ниже следуют алунитовые, каолинитовые (пирофиллитовые), слюдяные кварциты, переходящие в пропилиты различных РТ фаций (см. Метасоматиты и рудообразование. Тез. докл. У Всесоюз. конф., Л., 1982).

Известные в современном эрозионном срезе, а также вскрытые горными выработками концентрации первичных силицитов, т.е. силицитов и осадочного, и вулканогенно-осадочного генезиса, превышают объемы пород, относимых ко вторичным кварцитам. Объемы вторичных кварцитов более достоверно количественно могут быть оценены по мере повышения изученности глубинного строения рудных полей.

Из обзора можно заключить, что главные объемы кремнистых пород в стратифицированных формациях фанерозоя региона возникли на мезозойском гессинклинальном и особенно - на офиолитовом этапе, сравнительно меньшие, но своеобразные по составу и качеству - на этапе позднеорогенном, также синхронно вулканизму.

Накопление кремнистых пород палеозойского субплатформенного комплекса обусловлено было своеобразием состава питающих провинций - докембрийского комплекса, включающего многочисленные гранитоидные и мигматитовые образования, а также длительностью седиментации и переработки терригенного материала (при его вы-

ветривании, сносе и перестроении). Следует также отметить, что мощные пачки кварцитов известны и в докембрийском комплексе Цахкункского массива и в разрезе недостаточно убедительно датированных (раннепалеозойских(?)—докембрийских(?)) метаморфитах левобережья долины р. Аракс, в районе сс. Нювади, Шванидзор. Генетические типы высококремнистых пород, так же как и запасы их, как видно, не могут быть ограничены приведенными в работе цифрами.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Распределение концентраций кремнезема в ряде стратифицированных формаций фанерозоя доказывает, что как и сами вмещающие формации, кремнистые породы являются индикатором тектонических условий осадконакопления и вулканических синхронных процессов. Отчетливо обособляется параплатформенный этап, средне-позднепалеозойский-триасовый, где кремненакопление является следствием усиления терригенного накопления на средней стадии этапа, в условиях сравнительно пенеппенизированной суши при существенном в составе питающих провинций положении кислых магматических и метаморфических кварцсодержащих пород. В мезозое наибольшие объемы кремнистых пород возникают при деструкции континентальной коры и новообразовании коры типа океанической (в осевой части офиолитовых трогов). Объемы кремнистых пород явно коррелируются с масштабами растяжения и начального спрединга, т.е. фактически отражают глубинные условия - взаимодействие фреатических вод с поставляющими кремнезем погребенными магматическими массами и вертикальная миграция магматического очага и др.

Другой, не менее важной особенностью кремненакопления этого этапа является благоприятная морфология трогов - наличие глубоководной впадины - осевого трога в сложном построенном вулканическом трогое и, что важно, наличие краевых поднятий - барьеров, преграждающих путь терригенному материалу в офиолитовый трог. В этих прогибах, ограниченных с внутренней стороны кремневыми поднятиями, накапливался терригенный материал и тем самым создавалась возможность индивидуализации в трогое осадков малых скоростей - радиоляритов и прочих тонкослоистых силицитов офиолитовых разрезов. Мелководные геосинклинальные вулканические прогибы позднеюрского времени имели иной седиментационный баланс: кремнезем здесь разбавлялся продуктами - карбонатными и вулканическими. Крупных концентраций кремнезема поэтому не возникло, но на поздних стадиях - в титоне-неокоме такие условия интервалами создавались.

Кремненакопление практически отсутствует в разрезе аспидно-вулканогенной формации лейаса (Цахкуняцкий антиклинорий) в тер-

ригенно-карбонатной формации средней и поздней юры Еревано-Ордубадской зоны, а также в разрезе эффузивно-вулканокластической формации поздней юры-неокома Армянского Памба; весьма ограничено кремненакопление проявилось в вулканогенно-обломочной формации поздней юры Кафанского антиклинория.

Проявление синхронного осадконакоплению вулканизма, как видно на этих примерах, как и на примерах эффузивно-вулканокластических формаций позднего мела Сомхето-Карабахской, Анкаван-Мегринской зон, еще не может быть достаточным условием для возникновения крупных концентраций кремнезема. Главное значение приобретают ритмика вулканизма, условия индивидуализации осадков медленных скоростей (более благоприятные, например, в глубоководных карбонатных пришовных прогибах рифтового типа),

Кремненакопление зависит и от климатической обстановки. Очевидны более благоприятные его условия при аридном климате, т.е. когда ограничен снос терригенного материала. Кремненакопление зависит и от особенностей гидрологического режима в бассейне. В морских условиях наиболее благоприятны для продуцирования кремнистых организмов зоны восходящих течений, а для их аккумуляции - слабые наддонные устойчивые течения, расчлененный рельеф с "ловушками" кремнистого ила.

В завершение отметим, что рассмотрение генетических типов кремнистых пород, их формационная характеристика и ориентировочная суммарная оценка их запасов в разрезе фанерозоя территории республики будут способствовать разработке проблемы литогенеза, а также многоцелевому использованию значительных сырьевых ресурсов.

- Авакян Т.А. Диатомиты Сисианского месторождения Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1974.
- Авакян Т.А. Глинистые минералы и их значение в качественной характеристике диатомовых пород Сисианского и Ахурянского районов. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № I, 1979.
- Авакян Т.А., Бозоян О.А. Опыты по обогащению диатомита Сисианского и Джаджурского месторождений. Труды НИГМИ, вып. I, 1971.
- Алиулла Х., Абассов А. К изучению радиоляритов Лачинского района (Азербайджан). ДАН АзССР, т. 36. № 9, 1980..
- Аракелян Р.А. и др. Кварциты. В кн.: Геология Армянской ССР, т. УП. Неметаллические полезные ископаемые. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1966.
- Асланян А.Т. Иджеванское месторождение кварцитов. Изв. АН АрмССР, № 4, 1945.
- Асланян А.Т., Сатян М.А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4-5, 1977.
- Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Мирзоян Г.Г., Саркисян Р.А. Петрохимические особенности мезо-кайнозойских магматических комплексов Кафанского рудного района и некоторые вопросы их рудоносности. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1983.
- Божко Н.А. Некоторые черты структуры складчатой системы Загроса. Геол. и разведка, 1970, № II.
- Борисенко Л.Д. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Том I. Изд. АН СССР, 1964.
- Вишневская В.С. Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. Наука, М., 1984.

- Гасанов Т.Аб. Офиолиты Малого Кавказа. М., Недра, 1985.
- Гречин В.И. Кремнезаконление. В кн.: Геосинклинальная и океаническая седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика). Наука, М., 1984.
- Григорьев В.Н. Эффузивно-кремнистая формация офиолитового пояса Малого Кавказа. В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. Наука, М., 1979.
- Григорьев В.Н., Золотарев Б.П. Сравнение геосинклинального и океанического осадконакопления и вулканизма. В кн.: Осадконакопление и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. Наука, М., 1979.
- Дистанов У.Г., Грязев Е.Е., Иваненко В.Н., Копейкин В.А. Пути использования опал-кристообадитовых пород в народном хозяйстве. В кн.: Кремнистые породы СССР. Казань, Татарское книжное издательство, 1976.
- Егоркина Г.В., Соколова И.А. и др. Строение земной коры северозападной части Армении. Сов.геология, № 6, 1973.
- Жамойда А.И., Казинцова Л.И., Тихомирова Л.Б. Комплексы радиолитов Малого Кавказа. Изв.АН СССР, сер.геол., № 2, 1976.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. Наука, М., 1975.
- Кольварт Р. Диатомиты. Л.-М., Гос.изд.стандар. и расцен., 1933.
- Копелиович А.В. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах. Изв.АН СССР, сер.геол., № 4, 1960.
- Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Наука, 1965.

- Копелиович А.В., Коссовская А.Г., Шутов В.Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. Изв.АН СССР, сер.геол., № 6, 1961.
- Лисицын А.П. Металлоносные осадки Тихого океана и их генезис. В кн.: Междунар.геол.конгр., XXV сессия. Палеонтология, морская геология. Наука, М., 1976.
- Лисицын А.П. Процессы океанической седиментации. Наука, М., 1978.
- Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1981.
- Мандалян Р.А. О силицитах из верхнеюрских отложений северо-восточной части Армянской ССР. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 3-4, 1964.
- Мандалян Р.А. Основные черты литологии верхнеюрских-нижнемеловых вулканогенно-осадочных формаций Армении. В сб.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. Наука, М., 1974.
- Мандалян Р.А. Верхняя юра - неоком. Геология Армянской ССР. т.У. Литология, Ереван, 1974.
- Мандалян Р.А. Эффузивно-гиадокластитовая ассоциация в верхнеюрском-нижнемеловом вулканогенно-осадочном комплексе Армянской ССР. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1978.
- Мандалян Р.А. Вулканогенно-карбонатная формация верхней юры-нижнего мела северной части Армянской ССР (литология, основные черты палеовулканизма, полезные ископаемые). В кн.: Стратиграфия и литология АрмССР. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1979.
- Мандалян Р.А. О глубоководных известняках Базумского хребта. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1984.

- Мандалян Р.А., Зарьян Р.Н., Степанян Ж.О. Верхнеюрские подушечные лавы юго-восточного Зангезура. Изв.АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1985.
- Мнацаканян А.Х., Ревазова Н.В., Хуршудян Э.Х. Цеолиты из верхнеюрских-нижнемеловых вулканических пород Кафанского антиклинория. Зап.Арм.отд.Всес.мин.общ., № 5, 1972.
- Мигдисов А.А., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. и др. Геохимия металллоносных осадков. В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. Наука, М., 1979.
- Нисанян Г.Б. Средний-верхний палеозой и триас. Геология Армянской ССР, том V. Литология. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1974.
- Нисанян Г.Б. О новообразованиях рутила и анатаза в верхнедевонских отложениях бассейна р.Аргичи. Зап.Арм.отд.Всес.Минер.общ., вып. I, 1959.
- Панов Д.И. О стратиграфии юрских отложений Анатолии. Изв. вузов, № 2, 1972.
- Панов Д.И. О стратиграфии юрских отложений Ирана. Изв. вузов, № 9, 1970.
- Паффенгольц К.Н. Бассейн оз.Гокча (Севан). Геологический очерк. Тр.Всесоюз.гесл.-развед.объединения, вып.219, Л., 1934.
- Петросов И.Х., Цамерян П.П. Вещественный состав и условия образования бентонитовых глин Саригухского и Ноемберянского месторождений Армянской ССР. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1971.
- Сатиан М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Изд.АН АрмССР, Ереван, 1979.
- Сатиан М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван. Изд.АН АрмССР, 1984.

- Симанович И.М. Эпигенез и начальный метаморфизм кварцито-песчаников. Наука, М., 1966.
- Симанович И.М. Кварц песчаных пород. Наука, М., 1978.
- Соколов С.Д. Олигостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. Наука, М., 1977.
- Степанов Д.К. Стратиграфия Ирана. БМОИП, отд. геол., т. X IV (I), 1969.
- Формезова Л.И. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа. В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Наука, М., т. II, 1968.
- Хворова И.В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. Тр. ГИИ АН СССР, вып. 81, 1963.
- Цехомский А.М., Карстенс Д.И. Кварцевые пески, песчаники и кварциты СССР. Подра, Л., 1982.
- Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Изд. АН АзССР, ч. 2, 1966.
- Шихалибейли Э.Ш., Аллахвердиев Г.И., Казинцова Л.И. Об одном ключевом разрезе офиолитового комплекса Малого Кавказа. Изв. АН АзССР, Науки о Земле, № 3, 1980.
- Штоклин И. Древняя континентальная окраина в Иране. В кн.: Геология континентальных окраин. Мир, М., 1977.
- Assereto R. The Paleozoic Formation in Central Elburz (Iran) (Preliminary note). Riv. Stal. Paleont., v. LXIX, N4, 1963.
- Barret T. The Pb Isotopic Composition of Jurassic Cherts Overlying Ophiolites in the North Apennines, Italy. "P Earth and Planetary Sciences Letters". 49, p.p. 193-204, 1980.
- Bonatti E. Metallogenesis at Oceanic Spreading Centers. "P Earth and Planetary Sciences". У 3, 1975.
- Bonatti E., Kay R., Rydell H., Zerbi M. Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 87, N1, p.p. 83-94, 1976.

- Bortolotti V., Sagri M. Ricerche sulle ofioliti delle Cate-  
na Alpine. 4. Osservazioni sull' eta a la giacitura delle ofioliti fra Smirne ed Erzurum (Turchia). "Boll.Soc.Geol.Ital.", 87, N 4, 401-431, 1968.
- Boyle J., Robertson A. Evolving metallogenesis at the Troodos spreading axis. In: "Ophiolites and Oceanic Lithosphere." Publ.Geol.Soc.London., 13, 169-181, 1984.
- Brun J., Dumont J., Graciansky de p. et al. Outline of the Geology of the Western Taurides. In: "Geology and History of Turkey"., Tripoli, Libya, 1971.
- Dal Piaz G., Von Raumer J., Sassi F., Zanettin B., Zanferrari A. Geological outline of the Italian Alps. In: "Geology of Italy". Tripoli, 1975.
- Davoudzadeh M. Geology and Petrography of the Area North of Nain. Central Iran. "Geol.Survey of Iran", Report N 14, 1972.
- Fleet A., Robertson A. Oceanic-ridge Metalliferous and pelagic sediments of the Semail Nappe, Oman. "J. Geol.Soc.London". v. 137, p.p.403-422, 1980.
- Flügel H. Paleozoic rocks of Turkey in "Geology and History of Turkey", Tripoli, 1971.
- Folk R., McBride E. Radiolarites and their Relation to Subjacent "Oceanic Crust" in Liqvaria, Italy. "Journ.Sediment.Petrol". v. 48, N 4, 1978.
- Garrison R. Radiolarian Cherts Pelagic Limestones and Igneous Rocks in Eugeosynclinal Assemblages. In: "Pelagic Sediments on Land and Sea". Sediment., Spec.publ. N1, "International Assoc. Sediment". N 1, 1974.
- Harris J. Diatoms Serve Modern Man. Natural History. v. LII, N 2, 1965.
- Irwin W., Murchey B., Jones D., Kling S. Mid-Cretaceous Radiolarians in Parapedhi Formation, Cyprus. "Ofioliti", N 2/3, 1980.

- Mandalian R. Upper Jurassic-Neocomian formations and Sedimentation of the Armenian SSR (Lesser Caucasus). Poster Abstracts of VI European Regional Meeting of Sedimentology, Lleida, Spain, p. 266-269, 1985.
- Monetti P., Peccerillo A., Poli G. Rare Earth Element Distribution in Jurassic Siliceous Rocks from Northern Apennines (Italy). "Ofioliti", v.5, N2/3, 1980.
- Nisbet E., Price I. Siliceous Turbidites: Bedded Cherts as Redeposited Ocean Ridge-derived Sediments. In: "Pelagic Sediments: on Land and under the Sea", Spec. publ. N I, "International Assoc. Sediment.", 1974.
- Parrot J., Delaune-Mayer M. Les terres d'ombre du Bassit (Nord-Quest Syrien) - comparaison avec les termes similaires du Troodos (Chypre). Cah. ORSTOM ser. Geol., v. VI, N 2, p.p. 147-160, 1974.
- Robertson A., Hudson J. Pelagic Sediments in the Cretaceous and Tertiary History of Cyprus. In-Spec. Publ., "International Assoc. Sediment.", N 1, 1974.
- Robertson A. Cyprus Umbers: Basalt-sediment Relationships on a Mesozoic Ocean Ridge. "Journ.Geol.Soc.", Lond., v.131, 1975.
- Robertson A., Fleet A. The origin of rare earths in metalliferous sediments of the Troodos massif, Cyprus. "Earth and Planetary Sciences Letters" v. 28, p.p. 385-394, 1976.
- Stampfli G. Etude geologique generale de L'Elburze oriental au S Ganbade-Qabus Iran. NE. Univer., de Geneva, Sution des Sciences de la Terro, 1978.
- Sussli P. The Geology of the lower Haraz Valley Area, Central Alborz, Iran! "Ged.Surv. of Iran", Rep. N 38, 1976.
- Watters W., Etmnan H. Managenese in Iran. "Geol.Surn. of Iran", Report N 21, 1973.

# О Г Л А В Л Е Н И Е

В в е д е н и е (Сатиан М.А.).....	5
<b>1. СИЛИЦИТЫ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКО-ТРИАСОВОГО РЯДА ФОРМАЦИЙ</b> (Нисаниян Г.Б.) .....	7
Карбонатно-терригенная формация .....	7
Петрографо-минералогическая характеристика .....	13
Краткая стратиграфо-палеологическая характеристика ме- сторождений силицитов .....	26
Карбонатная формация .....	31
<b>2. СИЛИЦИТЫ ВЕРХНЕЮРСКО-НЕОКОМСКОГО РЯДА ФОРМАЦИЙ</b> (Манда- льян Р.А.) .....	35
Вулканогенно-карбонатная формация .....	35
Карбонатно-вулканогенно-обломочная формация .....	47
Известняковая формация неокома Кафанского антиклинория	51
Известняковая формация поздней юры (?) - неокома Базум- ского антиклинория .....	52
Основные черты формирования кремневых пород юры-неоко- ма .....	54
<b>3. СИЛИЦИТЫ АЛЬБ-ПОЗДНЕМЕЛОВОГО РЯДА ФОРМАЦИЙ</b> (Сатиан М.А.)	58
Кремнисто-эффузивная формация Севанской офиолитовой зоны .....	58
Кремнисто-эффузивная формация Зангезурской офиолитовой зоны .....	71
Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация Ве- динской офиолитовой зоны (Сатиан М.А., Степанян Ж.О.)	74
Вещественный состав кремнистых пород (Сатиан М.А., Степанян Ж.О.) .....	79
Металлоносные силициты .....	95
О распределении химических элементов в силицитах (по данным микрорентгеноспектрального анализа) (Мхитарян Р.Г.) .....	114
О возможном комплексном использовании марганцевистых силицитов .....	117
Кремнеанакопление и постседиментационные преобразования кремнистых осадков .....	120

Сравнительная характеристика силицитов офиолитовой серии Передней Азии и Средиземноморья .....	127
Кремнистые породы эффузивно-вулканокластической и известняковой формации .....	131
4. СИЛИЦИТЫ ПАЛЕОГЕН-МИОЦЕНОВОГО РЯДА ФОРМАЦИЙ (Сатиан М.А.) .....	134
5. СИЛИЦИТЫ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО РЯДА ФОРМАЦИЙ (Авакян Т.О.) .....	136
Вулканогенно-осадочный тип субформации .....	137
Осадочная субформация .....	138
Вещественный состав диатомитовой формации .....	143
Геохимическая характеристика диатомовых пород .....	155
О применении диатомитов .....	162
6. ГЛАВНЫЕ ЭПОХИ НАКОПЛЕНИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД (Сатиан М.А.) .....	169
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (Сатиан М.А.) .....	176
Литература .....	178

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ ФАНЕРОЗОЯ  
ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Редактор издательства В. В. А м и р х а н я н  
Тех.редактор Р. Х. Г е в о р г я н  
Корректор В. Т. С и м о н я н

ИБ № 1356

Сдано в производство 19.03.1987 г.,  
подписано к печати 26.02.1987 г.  
Вф 03662. Формат 60x84 1/16. Бумага № 2.  
Офсетная печать. Печ.л. 11,75+3вкл. Усл.печ.л.11,7.  
Учетно-изд.л. 10,3. Тираж 400. Зак.№ 635  
Изд.№ 6935. Цена 1 р. 50 к.

Издательство АН АрмССР, 375019, Ереван,  
пр. Маршала Баграмяна, 24 г.  
Типография Издательства АН АрмССР,  
378310, г.Эчмиадзин.

1 р. 50 коп.

4822